# 前　　言

《烃源岩地球化学》是在石油地质学、石油地球化学和有机岩石学的基础上，运用现代油气生成理论的新观点，紧密结合油气勘探实际，重点研究湖相泥岩、海相碳酸盐岩、煤及煤系泥岩生烃过程、产烃潜力及油气特点的一部专著。

本书在以下几个方面进行了较系统的研究与论述：

一、系统研究了中国各主要成油时期烃源岩的展布。书中对我国 38 个重点油气盆地烃源岩的有机质丰度、母质类型及生烃潜力进行了研究。在此基础上，进一步研究了各类沉积盆地生烃强度分布及其与油气富集的关系，提出了可获工业油气流盆地生烃强度的下限值。

二、系统地研究了我国主要烃源岩显微组分的有机岩石学特征及其分类，将其与源岩有机地球化学特征研究紧密结合，从显微组分在演化过程中的荧光特性变化和可溶有机组分分子异构化等方面进一步研究了有机物的成烃演化机制及各类母质的成烃模式。

三、在各类源岩的生物标志物研究方面，在组合定量研究的基础上，系统地使用生物标志物研究生源构成和沉积环境追溯，拓宽了生物标志物的研究视野。

四、开展了油气源对比新方法研究，在油源对比方面，除使用生物标志物特征分子对比之外，还提出了多因素相关综合对比。在气源对比方面，提出了"桥梁过渡对比新思路"，即采用天然气中的凝析油和储层沥青作"桥梁"，直接进行气-岩的生物分子标志物对比，效果良好。

五、研究了我国主要成煤时期煤及煤系泥岩成烃特征，重点研究了第三系树脂成烃未熟油或低熟凝析油和天然气的成因机制；以吐哈盆地为实例，研究了侏罗系煤系成油特征；研究了南华北石炭—二叠系Ⅱ煤相荧光镜质体的生烃机制及产烃潜力，扩大了油气勘探领域。

六、在烃源岩定量评价方面，一方面采用自然演化与人工模拟相结合，分别对湖相泥岩、海相碳酸盐岩、煤及煤系泥岩生烃潜力进行了系统地模拟实验研究，获得了各类源岩不同演化阶段气、液态烃产率，结合源岩地质体演化阶段划分，求得各地质时期油气的总生成量，为油气资源预测提供了重要依据。另一方面是依据自然演化的源岩中残余烃量，结合有机质的演化条件和油气运移研究不同类型盆地（或凹陷）油气初次运移效率，进而利用"数字化积分法"测算出盆地（或凹陷）油气总生成量。上述两种方法的结合，实际上是油气生成过程的静态分析与动态分析的结合。该法经不同类型盆地实践，效果良好。

本书共分四篇十四章，作者如下：第一篇：第一章，程克明；第二章，钟宁宁；第三、四章，王铁冠；第五章，程克明、钟宁宁。第二篇：第六、七章，程克明。第三篇：第八章，王铁冠；第九章，程克明；第十章，赵师庆、王铁冠。第四篇：第十一、十二、十三章，程克明；第十四章，王铁冠。全书由程克明统编，在成稿过程中，姜春庆、黄光辉、陈建平、何忠华等也参与了部分工作。

# 目　录

## 第三篇　煤成烃研究



## 第四篇　烃源岩产烃潜力及评价方法

# 第一篇　总　　论

# 第一章 我国烃源岩发育特征及展布

本章重点讨论中国各类源岩的时空分布，同时研究各主要地质时期烃源岩的有机质丰度和生烃潜力，从而展示出我国晚古生代以来陆相沉积的良好找油气前景。

## 第一节 概 述

中国大陆位于欧亚板块东南部，各地史时期的主要构造变动均有强烈的反应，中、新生代的构造变动尤为活跃，在前震旦纪克拉通和各时代褶皱带背景上形成一系列中、新生代含油气盆地，它们在大地构造格局上具有东西分带和南北分区的特点，并且根据形成机制和含油气特点可将其分为三大含油气区：东部裂谷型含油气区，西部挤压型含油气区和中部复合型含油气区。东部中、新生代断陷盆地均叠置于前震旦纪以来的不同时代褶皱带之上，在太平洋板块俯冲作用下形成一系列断陷盆地；西部含油气区自新生代以来，由于古地中海封闭和印度板块强烈的挤压碰撞，形成一系列大型山间和山前盆地。古生代及前古生代的油气盆地则主要受"槽台"构造格局所控制。

中国存在海相和陆相两大找油领域，现已探明的油气储量95%产自陆相湖盆沉积地层之中。因此，陆相油气生成及富集规律的研究是中国石油地质的特色之一。然而，中国还有近300万平方公里的海相碳酸盐岩沉积，累计地层厚度近万米，地质时代主要集中于前中生代。目前已在四川、鄂尔多斯及塔里木等盆地的上元古界与下古生界获得工业油气流，这是中国又一个油气潜力巨大的勘探领域。

中国油气勘探的实践已经证明，陆相沉积盆地中同样具有形成大型和特大型油气田的地质条件和物质基础。陆相湖盆沉积中具有丰富的有机质物源，这些有机物质一方面来自陆地河流的供给，另一方面由于陆表水所提供的丰富养分使湖生生物得以大量繁殖，从而为湖盆有机物质的沉积提供主要物源。连续沉积和继承性的沉降盆地中，在还原条件下有机物质得以聚集、埋藏和保存，并由于足够热能的供给，使已形成的干酪根大量热降解成烃，在有利的储层和圈闭中形成油气藏。我国松辽盆地（白垩系）和渤海湾盆地（下第三系）就是陆相湖盆形成特大型和大型油气田的典型实例。很有意义的是，在中国的陆相湖盆中，不仅是大型湖盆可以聚集十分丰富的油气资源，而且一些沉积面积小于1 000km$^2$的中、小盆地（或凹陷），无论其具有拉张还是挤压成因，只要沉积岩连续沉积厚达5 000m以上，水体达深水-半深水以上者，均可形成和富集油气资源，如山间型盆地泌阳凹陷（面积1 000km$^2$）、裂谷型的辽河大民屯凹陷（800km$^2$）、广西百色盆地（930km$^2$）。这些小型盆地同样具有丰富油气资源，其最本质的因素除了具有十分发育的源岩层外，油气生成、运移和聚集过程在时间与空间上的合理配置也是决定性的因素。

中国各主要生油时期源岩发育特征及时空分布如下：

从震旦纪至早古生代以来，中国境内虽有加里东褶皱带的升起，但总体的格局是陆

地低平，大部分地区为浅海淹没，碳酸盐岩沉积广布。

震旦—寒武纪，稳定地台区以碳酸盐岩沉积为主。震旦系灯影组为富含藻类的白云岩，寒武系为三叶虫灰岩，中国南方这套地层为厚逾数千米的类复理石式沉积或浊积岩和硅质岩等深水沉积。从有机质丰度变化来看，中国震旦系至下古生界以华北陆台有机质含量最丰，如冀北燕辽地区震旦系铁岭组灰岩有机碳高达1%，其中泥页岩分散有机质更为丰富。中国南方灯影灰岩中也富含藻类，上扬子地区（云南、贵州和四川），该套地层中广泛分布碳沥青，其产状多为碳酸盐岩缝洞充填物。贵州麻江古油藏便是其碳沥青集中分布区，这是典型的古油藏经后期构造变动破坏的产物；四川西北部南江、旺昌和广元田坝一带均有碳沥青及石沥青的分布，广元田坝约50km²范围内，在寒武系中便发现大小不等的近300条沥青脉，其中最大的田一脉地面出露宽达8m，一般呈树枝状分布。下扬子地区浙江泰山古油藏亦形成于这一时期。现今四川盆地的威远气田其主要产层便是震旦系灯影组缝洞灰岩。

综上所述，从震旦系至下古生界沉积中，中国已发现气藏及古油藏。尽管其油气源对比尚未最后提出以古老地层作为源岩的直接证据，但从天然气碳、氢、氦、氩等同位素的组成特征以及源岩与产物的成熟度推算，震旦—寒武系仍属可能源岩。然而，古老碳酸盐岩中丰富的藻类有机质也为油气的生成提供了物质基础。因此，中国震旦—寒武系碳酸盐岩生成和聚集过油气已确定无疑。

## 第二节　晚古生代烃源岩发育特征及展布

晚古生代时期，海西构造运动使我国陆地面积显著增大，陆相沉积逐渐增多。泥盆纪时期，由于气候干燥，陆生生物贫乏，大多为红色沉积。石炭纪时期，气候温湿，蕨类植物空前繁殖，其中晚期形成了广布的滨海沼泽及含煤的海陆交互相沉积，这是我国重要含煤时期之一。

下石炭统主要分布于我国南方。早石炭世晚期由于短暂的海侵，在雪峰、江南、武夷、华夏古陆边缘滨海地带形成海陆交互相的含煤建造，一般厚50—250m，广泛分布于滇东（万寿山段）、黔南（旧司组）、桂北（寺门段）、湘中、粤北、赣西（测水组）、浙西等地。此外，在四川龙门山区、甘肃、青海和新疆亦有零星分布。

中石炭统本溪组（羊虎沟群）沉积时华北地台为一东倾海盆，乌兰格尔-庆阳古陆梁分隔了华北与祁连二海区，使它们分属两种不同沉积类型。东部华北海区沉积了地台型海陆交互相含煤建造，称本溪组，厚度50—150m。西部祁连海区沉积了羊虎沟群，属过渡型海湾—潟湖、滨浅海沼泽相含煤岩系，厚度变化很大，在宁夏乌达、韦州拗陷其沉积厚达1 000—2 500m。

在四川中部石炭系中已发现原生天然气藏，在准噶尔、陕甘宁、华北等盆地都已发现和正在发现越来越多的油气藏。

二叠纪时期，随着海西褶皱带的形成，海水已全部退出中朝陆台，我国陆地面积大幅度增加，古气候仍继承着石炭纪的潮湿气候，高等植物十分繁茂，是我国继石炭纪之后又一重要成煤时期，同时也是我国一个重要的陆盆形成时期和陆相生油时期（见图1-1、表1-1）。

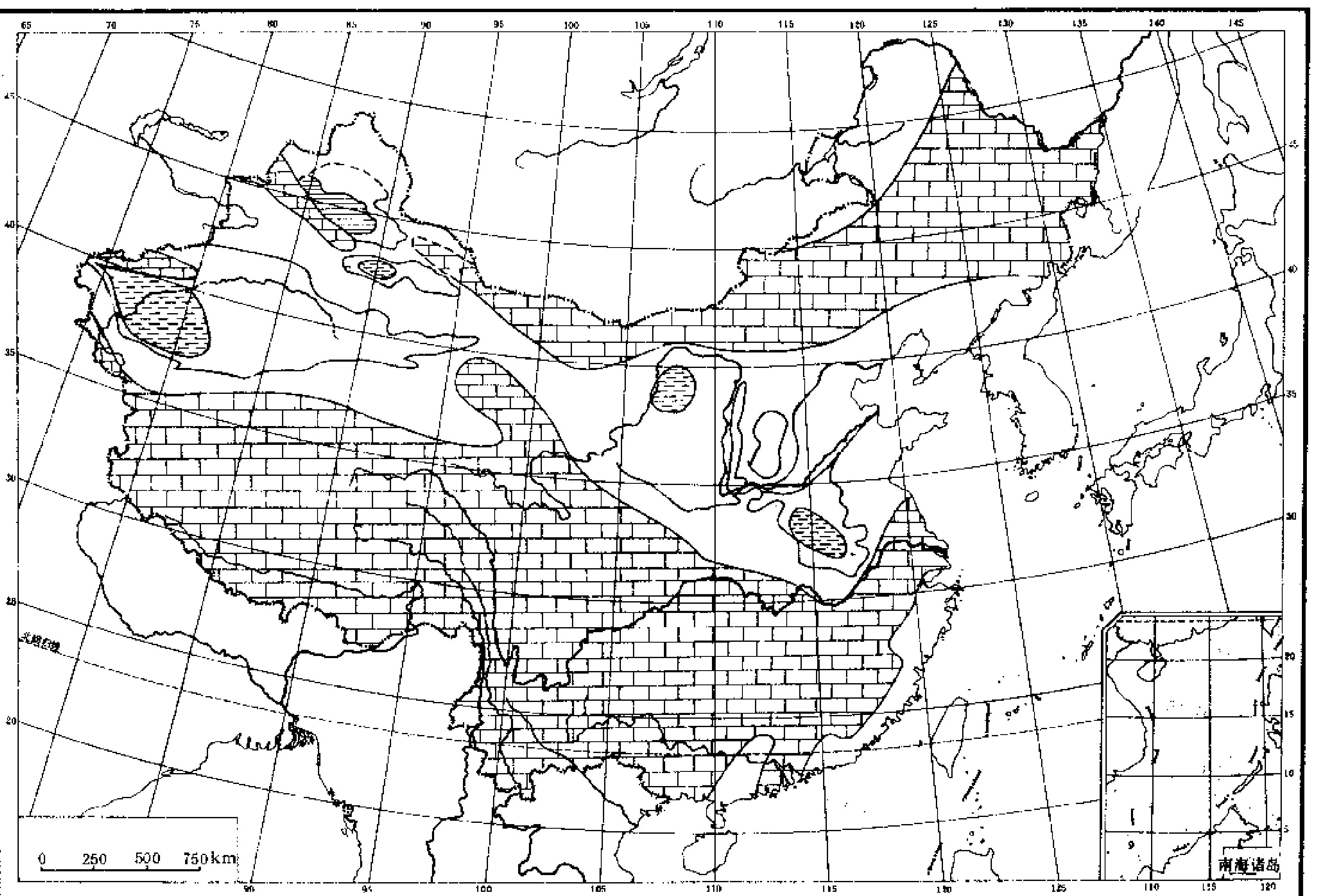



图1-1 中国二叠系陆相源岩分布示意图

（据盛志伟资料）

表 1-1　中国石炭—二叠纪生油资料表

| 盆地名称 | 地层时代 | 成熟生油岩 | | | 有机质丰度 | | | | 母质类型 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 面积 ($km^2$) | 厚度 (m) | 体积 ($km^3$) | 有机碳 (%) | 氯仿A (ppm) | 总烃 (ppm) | $S_1+S_2$ (kg/t) | |
| 准噶尔 | $P_2$ | 86 777 | 373.94 | 3 247.5 | 2.46 | 1 674 | 374.8 | 9.35 | $Ⅰ_2$—$Ⅱ_2$ |
| | $P_1^2$ | 53 340 | 152.84 | 8 153 | 1.30 | 1 340 | 498 | 6.77 | $Ⅱ_1$ |
| | $P_1^1$ | 53 756 | 168.47 | 9 055 | 0.86 | 721 | 648 | 6.32 | Ⅰ |
| 塔里木 | P | 365 054 | 291.6 | 106 465 | 1.12 | 700 | 207.5 | | Ⅱ |
| | C | 399 568 | 596.5 | 238 342 | 1.12 | 700 | 207.5 | | Ⅱ |
| 南华北 | P | | | | 1.10 | 165 | 68.6 | | $Ⅱ_2$—Ⅲ |
| | C | | | | 2.10 | 235.5 | 100.7 | | $Ⅱ_2$—Ⅲ |

长期以来，人们曾将成煤与成油视为两个不同过程的产物，“成煤不能成油”的观点迄今还束缚着某些石油地质学家的思维。虽然从母源输入、沉积环境和成矿产状等方面二者有较大差异，但其间确实也存在许多内在的联系。从大的沉积环境分布看来，成煤和成油环境往往是过渡关系，在沼泽相带有利成煤，一旦进入深水—半深水沉积则有利于成油。从母源输入的显微组成研究业已表明，煤系中的壳质组和基质镜质体组分在还原条件下，经热力作用即可成油成气。国内外这种实例较多，如澳大利亚的吉普斯兰盆地、库柏盆地，中国的吐鲁番盆地等都基本上属煤和油气共生。

中国西部的一些陆台盆地中，石炭—二叠纪沉积了良好的源岩层，如准噶尔盆地二叠纪有效源岩分布面积 $5\times10^4$—$8\times10^4km^2$，平均厚度 700m，生烃潜力 6—9kg/t，属腐泥型到过渡型母质。我国著名的克拉玛依油田及东江油田均位于该盆地之西北部和东部，且以二叠系为主要源岩。

石炭—二叠系在塔里木、吐鲁番、陕甘宁、四川、华北等盆地均有分布，目前已在这些盆地的石炭—二叠层系中获得工业油气流。因此，上古生界也是我国具有较大油气潜力的一套层系。

## 第三节　中生代烃源岩发育特征及展布

自中生代印支运动以来到三叠纪末，海水进一步退出中国大陆，除台湾、西藏及华南局部地区外，我国绝大部分地区变成陆地。因此，自中生代以来，我国主要是陆相沉积，与这一时期世界其他地区广泛的海侵相反，中国中生代沉积以古生代及前古生代的地台或褶皱带作为不均一的古老基底。由于基底的差异沉降，形成一系列规模不等的沉积盆地，从而使中生代成为我国十分重要的一个成盆时期。在这些湖盆中形成一些面积大、水域深、持续沉降时间很长的陆相湖盆，湖中生长着大量水生生物和藻类，同时还有大量陆源有机物质经河流输入湖中，随同泥砂沉入湖底而埋藏堆积。随着沉积埋藏的不断进行，在各种地质营力作用下，沉积物中的分散有机物质经地聚作用形成干酪根，在热力作用下进一步发生热降解形成石油，从而使陆相沉积与海相沉积一样，生成大量的

石油和天然气。中国的实践已经证明，陆相地层中同样可以找到大型和特大型的油气田，松辽盆地、华北盆地及准噶尔诸盆地中陆相油气田的发现就是有力的佐证。

三叠纪早期，由于气候干燥，陆盆中以红色碎屑沉积为主。晚三叠世，气候温湿，生物繁茂，众多的成油和成煤陆盆广泛发育，如陕甘宁盆地、四川盆地和楚雄盆地在晚三叠世都具有良好的油气生成条件（见表1-2）。在这些大型陆台盆地中，晚三叠世沉积了一套生油建造，如鄂尔多斯盆地晚三叠世有效生油岩累计厚达244m，有机碳含量1～2%，母质类型属Ⅱ—Ⅲ型，是该区中生界主要源岩层系。四川盆地晚三叠世地层分布面积近$1.9\times10^5km^2$，有效源岩平均厚达200m以上，是一套与煤系相间的主要烃源层。另外在准噶尔、塔里木及楚雄等盆地中亦有相当规模的晚三叠世烃源岩分布，除楚雄盆地外，一般均已获得工业性油气流。因此，上三叠统仍然是我国重要源岩层系之一（见图1-2）。

**表1-2　中国晚三叠世生油资料表**

| 盆地名称 | 地层时代 | 成熟生油岩 | | | 有机质丰度 | | | | 母质类型 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 面积($km^2$) | 厚度(m) | 体积($km^3$) | 有机碳(%) | 氯仿A(ppm) | 总烃(ppm) | $S_1+S_2$(kg/t) | |
| 四川 | $T_3$ | 188 515 | 209.58 | 39 509 | 1.32 | 703 | 381.5 | 2.3 | Ⅲ |
| 楚雄 | $T_3$ | 34 524 | 591.40 | 20 419 | 0.95 | 101 | | 1.7－2.8 | Ⅲ |
| 准噶尔 | $T_3$ | 95 088 | 120.47 | 11 455 | 1.32 | 643 | 257.3 | 1.97 | Ⅰ—Ⅲ |
| 塔里木 | $T_3$ | 269 919 | 138.35 | 51 180 | 1.02 | 351 | 155.0 | | Ⅲ |
| 鄂尔多斯 | $T_3y_5$ | 46 408 | 26.26 | 1 219 | 1.00 | 897 | 350.0 | | Ⅲ |
| | $T_3y_4$ | 85 807 | 56.06 | 4 810 | 1.00 | 1 048 | 350.0 | | Ⅲ |
| | $T_3y_3$ | 91 358 | 103.00 | 9 410 | 2.00 | 2 277 | 1 000.0 | | $Ⅱ_2$ |
| | $T_3y_2$ | 89 827 | 58.42 | 5 248 | 2.00 | 1 589 | 1 000.0 | | $Ⅱ_2$ |

早、中侏罗世继承了晚三叠世的古气候特点，湖沼发育，生物繁茂，尤以高等植物为主，从而形成我国中生界又一重要成煤时期。与此同时，在一些大型陆台盆地及西北众多的山前拗陷和山间盆地中，出现了煤与油共生的沉积层系，或是纵向上两者交替出现，或是横向上彼此岩性过渡，如吐鲁番侏罗系便是煤与油共生点最好的例证。在四川盆地西北部、柴达木盆地冷湖断陷和塔里木盆地库东凹陷，中，下侏罗统都具有一定的生油条件（见表1-3），且均获得工业性油气流或找到油气田。

尽管中国侏罗纪分布范围比较广泛（见图1-3），源岩比较发育，除鄂尔多斯盆地外，一般成熟源岩平均厚度都在200—300m以上，有机质含量也十分丰富，有机碳一般都在1.50%以上，但由于其一般属沼泽环境，母源输入以高等植物为主，母质类型以腐殖型（Ⅲ型）为主，生油能力较差，目前在该套层系中已发现的多为小型油田。但该套层系以产气为主，是很好的气源层系，具有良好的找气前景。

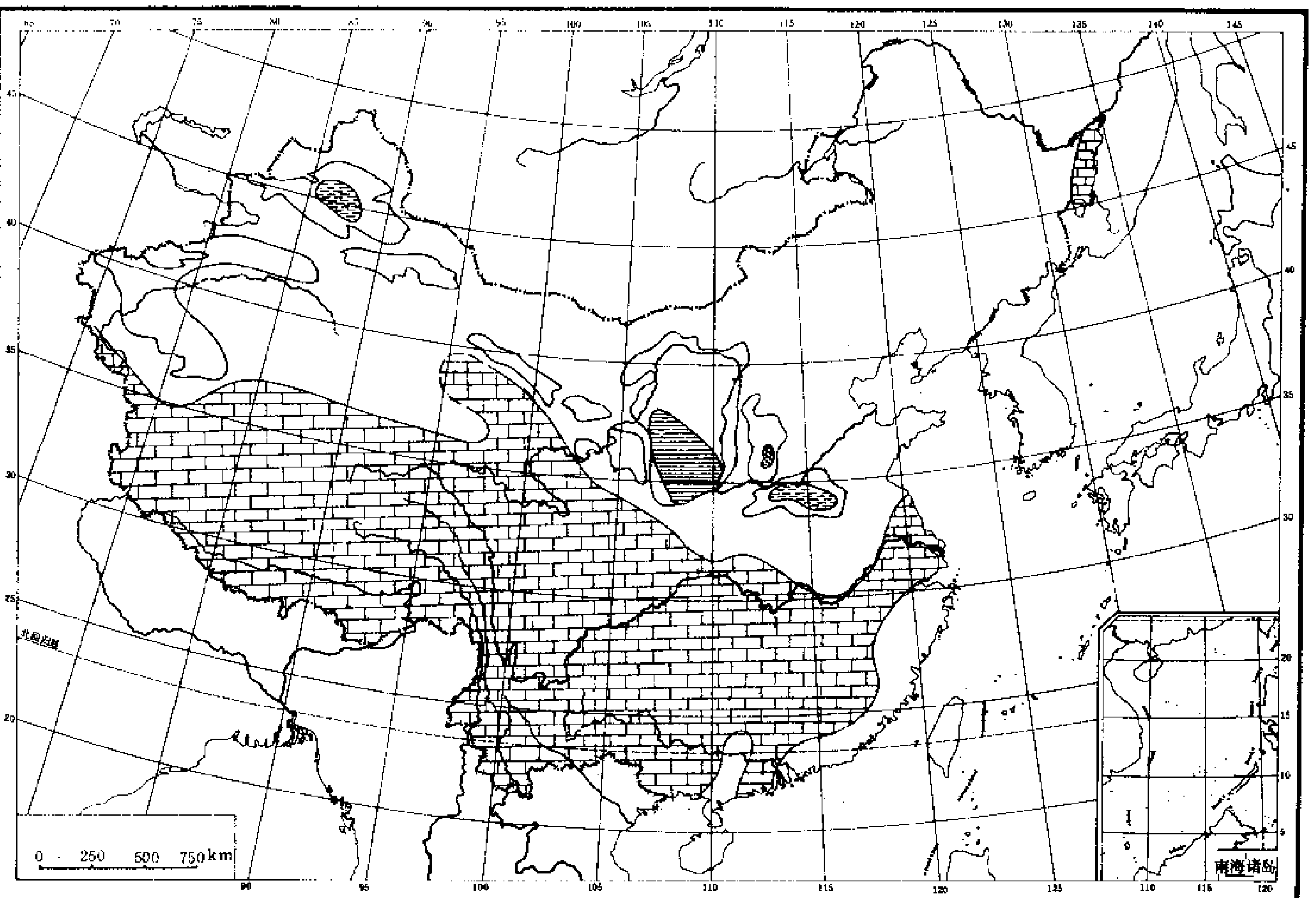



图 1-2　中国三叠系陆相源岩分布示意图

（据盛志伟资料）

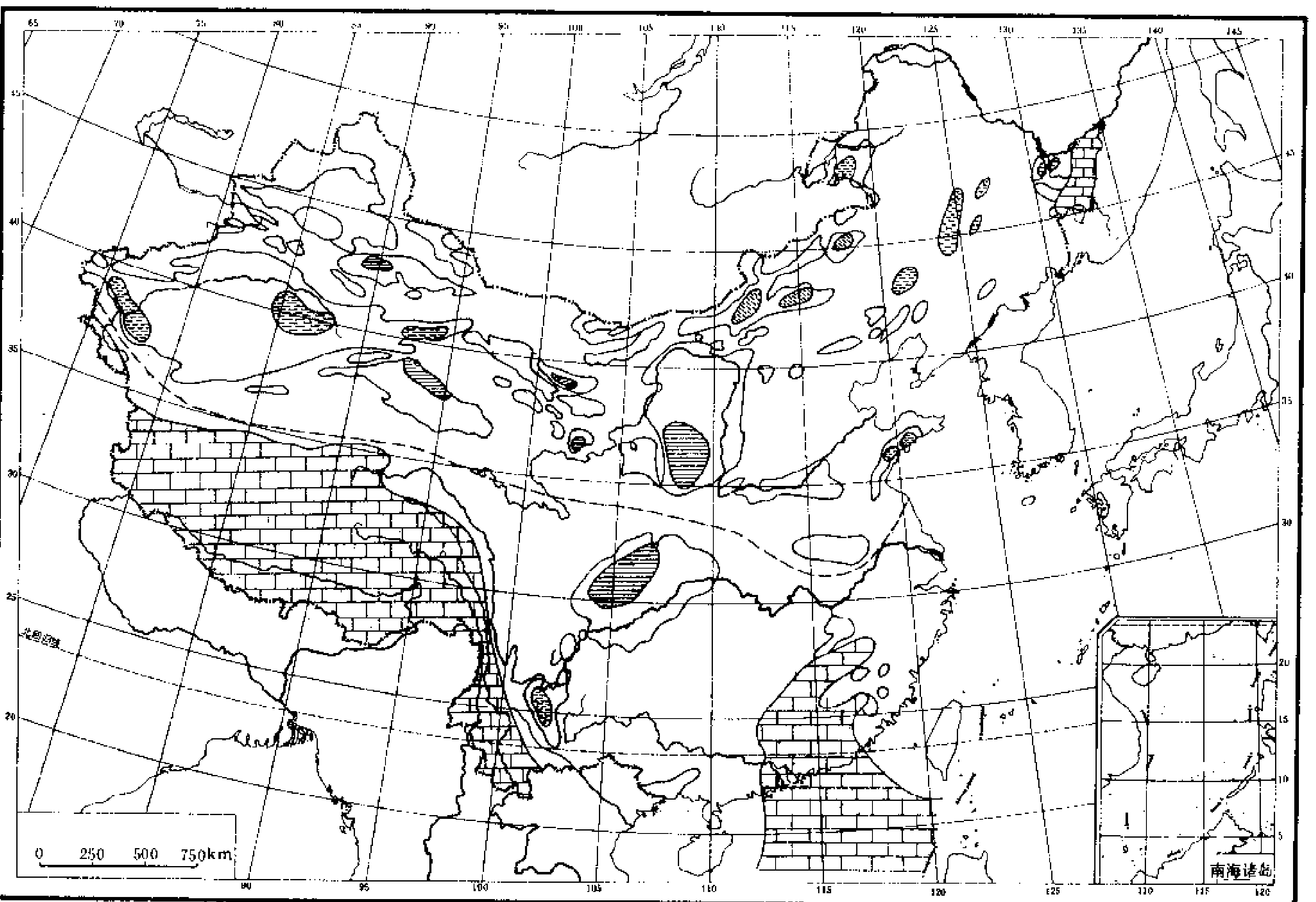



图 1-3 中国侏罗系陆相源岩分布示意图

**表 1-3　中国侏罗纪生油资料表**

| 盆地名称 | 地层时代 | 成熟生油岩 | | | 有机质丰度 | | | | 母质类型 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 面积 (km²) | 厚度 (m) | 体积 (km³) | 有机碳 (%) | 氯仿A (ppm) | 总烃 (ppm) | $S_1+S_2$ (kg/t) | |
| 松辽 | $J_1$ | 23 608 | 295.40 | 6 973 | 2.50 | 680 | 299 | | Ⅰ—Ⅲ |
| 阜新 | J | 410 | 293.20 | 120 | 2.33 | 1 025 | 2 133 | | |
| 准噶尔 | $J_2s$ | 98 965 | 157.89 | 15 626 | 1.53 | 418 | 220.5 | 2.29 | Ⅱ₂ |
| 塔里木 | J | 218 786 | 199.02 | 43 542 | 1.41 | 685 | 348.8 | 1.90 | |
| 鄂尔多斯 | $J_1y^{6-9}$ | 87 357 | 38.49 | 3 363 | 2.50 | 859 | 266 | | Ⅲ |
| 柴达木北缘 | J | 2 838 | 167 | 473 | 1.73 | 578 | 185.3 | | Ⅱ—Ⅲ |
| 吐鲁番 | J | 3 105 | 300 | 932 | 1.34 | 793 | | | |
| 花海 | $J_3c$ | 521 | 206.18 | 108 | 2.50 | 834 | 567 | | Ⅰ |
| 潮水 | J | 1 737 | 390 | 677 | | | | | |

白垩纪时期生油层的分布明显受古气候分带的影响和控制，中国祁连山—秦岭—桐柏山纬向构造带以北（包括蒙古宗巴音及原苏联费尔干纳），该带早、中白垩世处于潮湿—半潮湿气候，淡水及微咸水湖泊发育，水生生物繁茂，浮游生物及藻类尤丰，从而使该线以北在早、中白垩世时期各湖盆沉积了一套良好生油建造。从中国松辽盆地、二连盆地、蒙古宗巴音盆地、酒泉盆地直到原苏联的费尔干纳盆地都在中、下白垩统中发现了规模不等的大、中型油气田。该线以南，中国白垩系多为红层。值得注意的是，中国早、中白垩世古气候的南、北分带间似乎存在一个过渡带，它既不同于北部潮湿带，又不同于南部干燥气候带，如南华北的周口盆地即属这一类型。在该区下白垩统中已发现少量工业油气流。

中国白垩系源岩层的展布及生油母质的丰度及类型也明显受古气候带的影响（见表1-4）。松辽、二连及酒西生油母质基本上以腐泥型和腐殖-腐泥型为主，生油潜力较大，一般都大于4kg/t，松辽最大可达21.49kg/t。然而中国南部白垩系几无生油层分布，即使处于干燥寒冷过渡气候的周口盆地生油条件也明显较北部潮湿带为差。因此，中国白垩系的生油有利区带看来都集中于祁连山—秦岭—桐柏山以北（见图1-4）。

**表 1-4　中国白垩纪生油资料表**

| 盆地名称 | 地层时代 | 成熟生油岩 | | | 有机质丰度 | | | | 母质类型 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 面积 (km²) | 厚度 (m) | 体积 (km³) | 有机碳 (%) | 氯仿A (ppm) | 总烃 (ppm) | $S_1+S_2$ (kg/t) | |
| 松辽 | $K_1n_1$ | 31 275 | 75.37 | 2 376 | 2.21 | 2 181 | 1 761 | 21.49 | Ⅰ |
| | $K_1qn^{2+3}$ | 37 275 | 152.74 | 5 694 | 1.00 | 693 | 589 | 5.27 | Ⅱ₁ |
| | $K_1qn_1$ | 43 263 | 49.01 | 2 120 | 2.60 | 3 544 | 2 554 | 13.23 | Ⅰ |
| 二连马尼 | $K_1b_1$ | 3 414 | 726.3 | 2 480 | 1.84 | 709 | 589 | 4.17 | Ⅱ₂ |
| 赛汉塔拉 | $K_1b_2$ | 2 037 | 260.50 | 601 | 1.44 | 1 285 | 1 038 | 4.09 | Ⅱ₂ |
| 额仁淖尔 | $K_1b$ | 825 | 442.57 | 265 | 0.93 | 641 | 460 | 4.12 | Ⅱ₁ |
| 塔里木 | K | 26 158 | 55.96 | 1 464 | 0.17 | 90 | 45 | | |
| 酒西 | $K_1x_2$ | 681 | 227 | 154 | 0.54 | 204 | 150 | | Ⅱ₁ |
| | $K_1x_1$ | 834 | 507 | 423 | 0.93 | 413 | 204 | | Ⅱ₁ |
| 周口盆地 | $K_1$ | 2 365 | 909 | 1 936 | 0.99 | 104 | 4.5 | 0.16 | Ⅱ₂—Ⅲ |

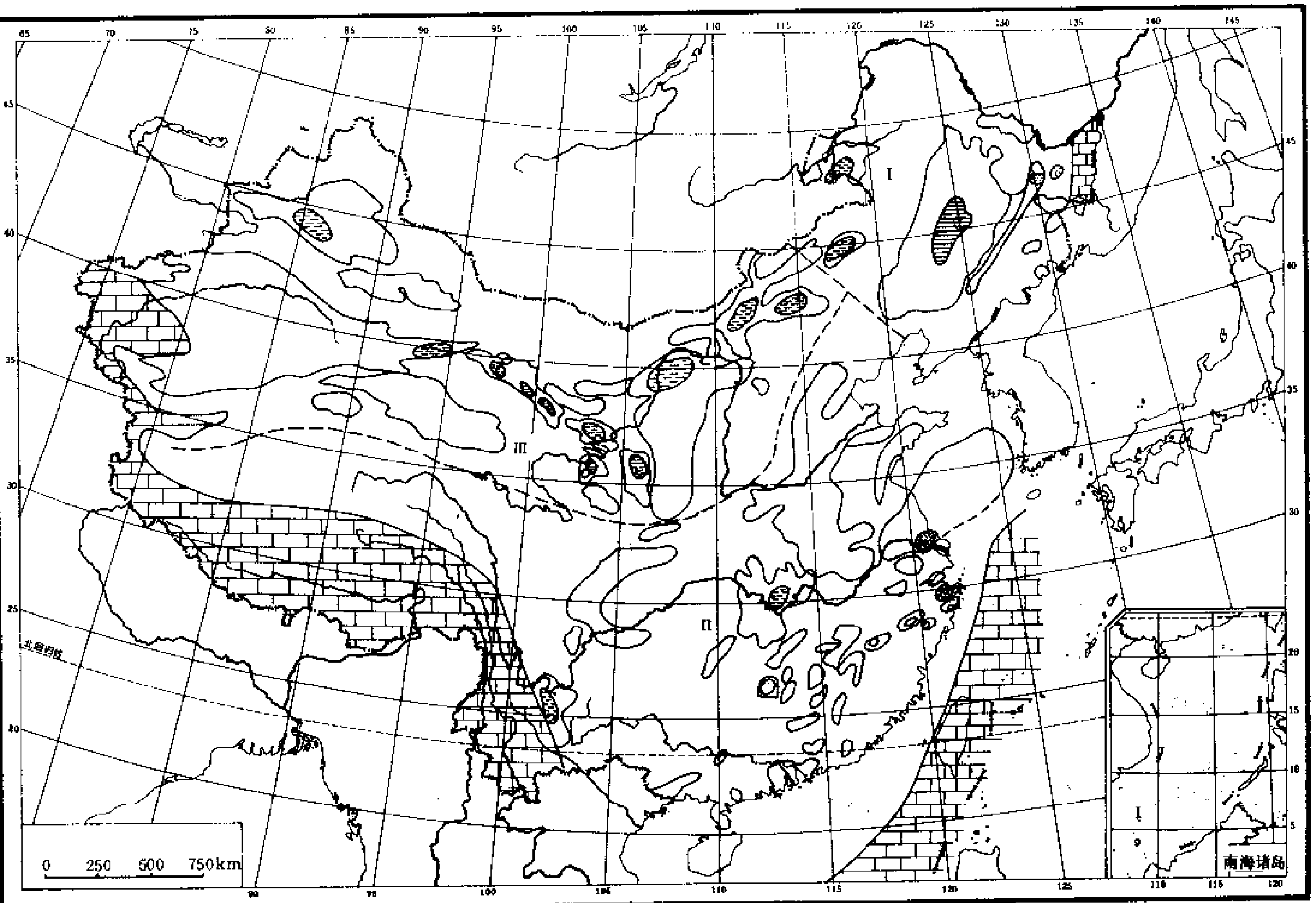



图 1-4 中国下白垩统陆相源岩分布示意图

Ⅰ. 潮湿温暖带；Ⅱ. 华南干旱亚热—热带；Ⅲ. 半干旱半潮湿亚热带

## 第四节　第三纪烃源岩展布

第三纪由于喜马拉雅海槽的收缩，喜马拉雅运动的继续活动，在中新世中期，海水最后退出中国大陆。中国西部地区，由于印度板块的冲压，使喜马拉雅山继续上升，西部地区变成高原，造成西高东低的古地理面貌。第三纪中国西部气候日趋干燥，湖泊水质咸化，水生生物单调，沉积物中分散有机质较贫乏。中国东部，由于太平洋板块向欧亚板块俯冲的影响，形成以NNE走向拉张型和以地幔上拱为特点的断拗湖盆。这一时期中国东部现今的沿海大陆架在当时都处于陆地，并出现众多的陆相湖盆。日本—琉球—台湾岛弧处于亚洲东沿海岸，因而中国东部第三系盆地多属近海湖盆，受海洋性温湿气候影响较大，并以此与中国西部内陆湖盆相区别。

中国东部第三系陆盆沉积和油气的生成除了受到大地构造因素影响之外，古气候的影响也十分显著。随着古气候的南北分带变化，沉积环境及油气生成的有机母源输入和母质类型都表现出明显的差异。例如中国东部第三系由北向南可分为四个古气候带（见图1-5）。

### 1. 东北地区潮湿温带

湖沼发育，为成煤良好环境，抚顺煤矿即产生于这一古气候带。

### 2. 华北干湿交替过渡气候带

北带断陷湖盆发育，湖泊中水生生物及藻类繁盛，沉积物主要为灰绿、灰黑色泥岩和砂岩，并夹有少量膏盐沉积。沉积岩石中分散有机物质丰富，暗色泥岩中平均有机碳大于1%，有机母质多以混合型为主，其生油层的展布和有机质丰度详见表1-5。渤海湾盆地（包括辽河、黄骅、济阳、冀中和东濮）主要油气田都分布于此带，这也是中国第三系重要油气分布区。

渤海湾盆地下第三系是主要生油层系，在各个断陷湖盆中沙河街组，尤其是沙三段是主要生油层段，根据统计，渤海湾盆地各断陷湖盆不仅生油岩分布面积广，而且生油层厚度也大，如黄骅拗陷和济阳拗陷有效生油岩平均厚达1 300m和1 027m，辽河及东濮亦在900m以上，上述各断陷湖盆生油母质多以混合型母质为主，生油潜力一般均大于2kg/t，属中等生油岩，这是渤海湾盆地能形成丰富油气资源的物质基础。

### 3. 干旱亚热带

南襄盆地、江汉盆地分布于这一古气候带。该带暗色泥岩与膏盐沉积交互出现，沉积岩石中分散有机物质在暗色泥岩中仍然比较丰富，有机碳平均含量一般大于1%，但在泥膏盐岩沉积中，由于咸水环境对水生生物及藻类繁殖的制约，有机质比较贫乏，泥膏盐岩中有机碳平均含量低于0.5%（见表1-6），看来，盐湖盆地中主要源岩仍为暗色泥岩。值得注意的是，在周口盆地舞阳凹陷核一段（$Eh_1$）盐湖沉积中有机质十分丰富，有机碳平均高达1.5%，生烃潜力高达6.5kg/t，属好生油岩范畴，盐湖环境中如此丰富的有机质，这在我国盐湖沉积中还属特例，可能与该凹陷核一段沉积时，随着水体的咸化而伴

图 1-5 中国下第三系陆相源岩分布示意图

Ⅰ. 潮湿带；Ⅱ. 半潮湿半干旱亚热带；Ⅲ. 干旱亚热带

随广泛的火山活动，为生物的繁殖提供了丰富营养有关。

表 1-5 渤海湾盆地生油资料表

| 盆地名称 | 地层时代 | 成熟生油岩 | | | 有机质丰度 | | | | 母质类型 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 面积 ($km^2$) | 厚度 (m) | 体积 ($km^3$) | 有机碳 (%) | 氯仿 A (ppm) | 总烃 (ppm) | $S_1+S_2$ (kg/t) | |
| 辽河 | Es$_{1+2}$ | 1 407 | 313.54 | 441 | 1.32 | 748 | 264 | 4.4 | Ⅱ |
| | Es$_{3+4}$ | 3 212 | 550.46 | 1 768 | 1.95 | 1 113 | 447 | 5.9 | Ⅱ |
| 黄骅 | Ed | 500 | 181.35 | 91 | 1.10 | 707 | 373 | 2.8 | Ⅲ |
| | Es$_1$ | 1 492 | 302.87 | 452 | 1.70 | 1 459 | 727 | 3.6 | Ⅱ$_2$ |
| | Es$_2$ | 129.5 | 136.14 | 176 | 1.70 | 1 539 | 1 128 | 2.2 | Ⅱ$_2$ |
| | Es$_3$ | 3 629 | 380.96 | 1 382 | 1.60 | 1 427 | 952 | 4.2 | Ⅱ$_2$ |
| | Ek$_1$ | 832 | 86.70 | 72 | 1.60 | 1 086 | 535 | | |
| | Ek$_2$ | 1 124 | 206.33 | 232 | 3.20 | 2 618 | 1 508 | | |
| 冀中 | Es$_1$ | 6 316 | 145.67 | 920 | 1.00 | 1 063 | 873 | 3.4 | Ⅱ$_2$ |
| | Es$_{2+3}$ | 7 344 | 299.77 | 2 197 | 1.10 | 100.5 | 634 | 2.8 | Ⅱ |
| | Es$_4$—K | 12 364 | 118.94 | 1 471 | 0.90 | 1 228 | 667 | 1.6 | Ⅱ$_2$—Ⅲ |
| 济阳 | Ed | 1 152 | 210.93 | 243 | 1.40 | 2 082 | 292 | | Ⅰ |
| | Es$_1$ | 2 586 | 130.93 | 339 | 2.70 | 2 286 | 1 017 | | Ⅱ |
| | Es$_2$ | 3 962 | 78.52 | 311 | 0.80 | 2 597 | 804 | | Ⅱ |
| | Es$_3$ | 6 327 | 447.80 | 2 833 | 1.80 | 2 287 | 879 | | Ⅱ |
| | Es$_4$上 | 5 907 | 115.98 | 685 | 2.40 | 2 936 | 1 993 | | |
| | Es$_4$下 | 5 277 | 43.61 | 230 | 2.40 | 2 936 | 1 993 | | |
| 东濮 | Es$_1$ | 174.5 | 160.00 | 279 | 1.03 | 853 | 349 | 2.9 | Ⅱ |
| | Es$_{3+4}$ | 3 370 | 746.00 | 2 515 | 0.81 | 938 | 527.5 | 1.27 | Ⅱ—Ⅲ |

表 1-6 盐湖盆地生油资料表

| 盆地名称 | 地层时代 | 成熟生油岩 | | | 有机质丰度 | | | | 母质类型 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 面积 ($km^2$) | 厚度 (m) | 体积 ($km^3$) | 有机碳 (%) | 氯仿 A (ppm) | 总烃 (ppm) | $S_1+S_2$ (kg/t) | |
| 江汉 | Eq | 943 | 556.60 | 525 | 0.70 | | | 1.0 | Ⅱ$_2$—Ⅲ |
| | Ex下 | 5 283 | 105.47 | 557 | 0.60 | 600 | 400 | 0.9 | Ⅲ |
| 周口舞阳 | Eh$_1$ | 82 | 121.10 | 10 | 1.50 | 2 229 | 694 | 6.5 | Ⅱ$_2$ |
| | Eh$_2^1$ | 146 | 173.75 | 25 | 1.10 | 1 924 | 639 | 3.5 | Ⅱ$_2$ |
| | Eh$_2^2$ | 223 | 199.18 | 44 | 1.00 | 1 151 | 422 | 3.0 | Ⅱ$_2$ |
| | Eh$_3$ | 269 | 118.38 | 32 | 0.60 | 704 | 336 | 1.3 | Ⅱ$_2$ |
| 周口襄城 | Eh | 209 | 606.18 | 127 | 0.60 | 759 | 269 | 0.7 | Ⅱ$_2$—Ⅲ |

### 4. 潮湿热带气候带

此带包括华南、两广及南部沿海陆架。此带湖沼发育，生物繁茂，在珠江口、琼东南和北部湾等盆地下第三系生油层发育（见表 1-7），珠江口和北部湾下第三系源岩层分别厚达 1 036.4m 和 347m，其生油潜力分别为 16.64kg/t 和 7.27kg/t，属好生油岩范畴，以成油为主。琼东南盆地下第三系崖城组是一套煤系地层，有机质丰度并不高。生烃潜

力也不大，产气为主，崖13-1气田即产自本区，这套煤系地层在东南沿海陆架分布较广，是一套值得十分注意的产气层系。

**表1-7　东南沿海生油资料表**

| 盆地名称 | 地层时代 | 成熟生油岩 | | | 有机质丰度 | | | | 母质类型 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 面积 (km²) | 厚度 (m) | 体积 (km³) | 有机碳 (%) | 氯仿A (ppm) | 总烃 (ppm) | $S_1+S_2$ (kg/t) | |
| 南黄海北拗 | E | 804 | 1 428 | 563 | 0.67 | 320 | 125 | 3.14 | Ⅱ₂ |
| 南黄海南拗 | E | 1 755 | 555 | 974 | 1.65 | 647 | 312 | 3.16 | Ⅱ₂ |
| 东海 | E+N | 90 040 | 825 | 74 270 | 1.09 | 685 | 271 | 1.25 | Ⅲ |
| 珠江口东部 | E | 41 963 | 347 | 14 565 | 1.36 | 2 178 | 770 | 3.07 | Ⅱ₂ |
| 珠江口西部 | E | 2 667 | 1 036.4 | 2 764 | 1.30 | 1 128 | 1 063 | 16.64 | Ⅰ—Ⅱ |
| 琼东南 | E | 12 094 | 932 | 11 272 | 0.76 | 584 | | 0.57 | Ⅲ |
| 莺歌海 | E+N | 29 941 | | 39 505 | 0.76 | 270 | 127 | 0.36 | Ⅲ |
| 北部湾 | E | 5 617 | 347 | 1 948 | 1.64 | 1 828 | 943.1 | 7.27 | Ⅱ |

总之，中国第三系是一个重要生油时期，而且主要源岩分布于下第三系。上第三系在中国西部塔里木及柴达木盆地也沉积了一套生油建造，这套岩系由于沉积速度较大，有机质丰度相对较低，与中国东部下第三系相比，有机碳含量几乎相差一个数量级（见表1-8），尽管如此，柴达木盆地上第三系仍为该区的主要源岩。该区此套成熟生油岩累计厚达1 100m，是一套较有潜力的生油岩系。在中国东南部，上第三系已在莺歌海及东海盆地出现可能生油岩，是值得注意的生油层系。

**表1-8　中国西部上第三系生油资料表**

| 盆地名称 | 地层时代 | 成熟生油岩 | | | 有机质丰度 | | | | 母质类型 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 面积 (km²) | 厚度 (m) | 体积 (km³) | 有机碳 (%) | 氯仿A (ppm) | 总烃 (ppm) | $S_1+S_2$ (kg/t) | |
| 塔里木 | N | 282.3 | 81.85 | 2 308 | 0.19 | 370 | 197.8 | | Ⅱ |
| 柴达木茫崖 | $N_2^3$ | 3 270 | 273.54 | 895 | 0.26 | 398 | 279 | | Ⅲ |
| | $N_2^2$ | 8 202 | 553.28 | 4 538 | 0.24 | 768 | 475 | | Ⅲ |
| | $N_2^1$ | 8 835 | 110.56 | 977 | 0.28 | 760 | 427 | | Ⅱ |
| | $N_1^1$ | 9 357 | 164.9 | 1 543 | 0.30 | 1 227 | 699 | | Ⅱ |
| 柴达木一里坪 | N | 9 952 | 737.69 | 7 341 | 0.27 | 370 | 103.7 | | Ⅲ |

综上所述，根据中国各地质历史时期成油条件分析，震旦纪至早古生代是以海相碳酸盐岩为主的成油时期，四川盆地震旦纪的天然气、鄂尔多斯和塔里木盆地在下古生界寒武—奥陶系均已发现原生的油气藏，实践已经证明这是中国一次重要成油时期。晚古生代至早中生代，海水相继退出中国大陆，直到晚第三纪早期，由于喜马拉雅海槽的最

终消失，海水全部退出中国大陆。因此，中国中、新生代以陆相沉积为主，湖盆十分发育，并具有规模大、时间长、类型多、沉积厚度大、生油有机物质十分丰富等特点。这是中国地史上最重要的生油时期，中国目前所发现的油气储量95%来自陆相沉积。这是中国石油地质的特色之一。

# 第二章 烃源岩的有机显微组分——成烃原始母质

烃源岩中有机质的绝大多数都不溶于普通的有机溶剂。从数量上讲，其重要性不言而喻，现代沉积有机质中，这部分有机质可占总重量的95%以上（Durand et al.，1980）。从演化角度看，它是成烃的原始母质，在有机质成岩作用和成熟作用过程中将发生各种不同类型的化学反应，部分转化成石油型物质。即使在理想的条件下，最多也只有大约15%的不溶有机质转化成液态烃（Brooks，1981）。无论是在沉积伊始，还是演化生烃之后，沉积有机物质都主要以颗粒成分的形式赋存在沉积岩中。用岩石学方法研究沉积有机质，把显微镜下可识别的有机成分称之为有机显微组分．显微组分之于有机岩类就如同组成无机岩石的矿物组分一样。显微镜鉴别有机显微组分是确定成烃原始母质和源岩有机质类型最直观的方法，因此，显微组分一直是烃源岩有机岩石学研究的主要内容。

## 第一节 显微组分分类

研究烃源岩的有机显微组分应有分类作指导，一个包罗各种地质环境中形成的源岩有机显微组分而又易于掌握使用的分类方案是有机岩石学家孜孜以求的。由于有机岩石学与煤岩学、孢粉学的渊源关系，烃源岩有机显微组分的分类也深受这两个学科的影响。

### 一、分类的原则

（1）显微组分定义为烃源岩中显微镜下可识别的有机成分，它与无机岩石中的矿物相类似。但显微组分主要来源于植物和动物的各种组织、器官的残余，无特定的晶形，物理性质和化学成分也不固定，随成熟程度而变化。

显微组分一词最初是煤岩学用以描述煤的显微组成的术语。有机地球化学家往往把“干酪根”等同于显微组分，但源岩的显微组分还包括了显微镜下可见的可溶或不可溶的次生产物。在烃源岩中，还有相当部分呈亚微观细散分布的干酪根是显微镜下没法直接看到的，这部分有机质和无机矿物的混合物被称为矿物沥青基质，所幸的是，我们可以用间接的方法检测这部分有机质的存在（见第二节）。

（2）研究手段的多样化对显微组分研究有很大的帮助，各种不同类型的光学显微镜由于其照明光束与样品的作用方式的差别，对显微组分特征的反映各有所长，工作中采用反射、透射和荧光等方式对比分析，尤其是荧光方法，在显微组分鉴定上起着非常重要的作用。

反射、透射和荧光三种方式的样品的制备均有各自的要求。对大多数烃源岩来说，有

机物质含量远不如无机物质的含量，对这些少数分子是以全岩为对象还是将其富集之后研究，可以根据样品实际情况选择其中一种方法或者两者兼而用之。

肖贤明[①]和程克明、王铁冠等[②]根据我国以陆相烃源为主的特点，建议研究对象以全岩为主辅之以干酪根样品。用全岩样品分析，在保持显微组分原始产状和结构特点的情况下，通过显微组分鉴定和定量统计、镜质组反射率及荧光特性参数测量等，既可以获得烃源岩有机质的质量（显微组分组合、成熟度）信息，同时又可以获得源岩有机质丰度（显微组分占全岩体积百分比）的信息，具有明显的优越性。但对部分有机质含量低的岩石，尤其是碳酸盐岩，全岩法研究效果较差，需要相应的富集的干酪根样品。

Cook（1982）、Smyth 等（1984）和 Golin 等（1986）在对澳大利亚陆生高等植物成因烃源岩的研究中发现，与油气潜力有关的是全岩中显微组分的数量（体积百分比）、类型（显微组分组成的变化）和成熟度。黄第藩等[③]认为上述全岩有机显微组分特征和暗色泥岩厚度构成了烃源岩有机岩石学评价方法的基本要素（见第十四章第一节）。另外，采用干酪根富集物作反射率测试，产生误差的可能性要比全岩大（Teichmüller，1982）。尽管如此，实践证明，对于总有机碳小于 0.5%的岩石，全岩方法有很大的局限性，样品制备困难、寻找和识别有机颗粒不易以及显微组分定量统计中有效统计点数不足都直接影响分析的可靠性。

（3）与以全岩为主要研究对象相适应，分类术语以国际煤岩学委员会（ICCP）的煤显微组分划分方案为基础。根据显微组分的光性、生物先质以及成因、成烃潜力等方面的差别，划分出镜质组、惰性组、壳质组、腐泥组、动物有机碎屑组、次生有机质和沥青等六个组。

显微组分组是一组性质大体相似的成分（组分）的综合。组内组分的划分依据形态和结构方面的差别，这方面更细微的差别用以进一步划分亚组分。

迄今为止，众多的分类方案中，几乎每一个都建立新的术语，这反映了不同作者的研究工作所依据的实验方法、条件和样品的特殊性以及强调和侧重要讨论的问题。但这样却导致了对某些术语解释的歧义和实际应用中的混乱。

鉴于目前显微组分划分术语的纷纭繁杂，要尽量避免建立新的或成因色彩不明确的术语。在分类中，反射光和透射光、全岩分析和干酪根镜鉴，术语应当统一起来。

（4）热成熟作用是影响显微组分光性的一个重要因素。显微组分热演化过程形成的一些次生组分，往往有重要的成烃指示意义和地质意义，在分类中应有所反映。

## 二、显微组分分类

近 20 年来，已有十数种源岩有机显微组分分类方案问世，用以描述源岩有机组分。

表2-1和表2-2列举了80年代初期以前的一些显微组分分类。概观这些分类方案，都可纳入两个不同的体系：一个体系主要采用反射光和荧光观察研究全岩样品，分类术语

① 肖贤明，1989，中国陆相源岩有机岩石学特征及成烃规律。

② 程克明、王铁冠、赵师庆、钟宁宁、姜春庆、黄光辉，1989，烃源岩的地球化学及演化特征。

③ 黄第藩、陶国立、王铁冠等，1990，酒东盆地石油地质地球化学综合研究和远景评价。

**表 2-1 烃源岩有机组分分类（反射光，荧光）**

| 作者 | Teichmüller 和 Ottenjann (1977) | Robert (1981) | | Bostick (1979) | Hutton 等 (1980) | Alpern (1980) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 基本术语 | 显微组分 | 有机质 | 组* | 植物碎屑 | 显微组分 | 有机碎屑 | 类** |
| 腐殖的 | 腐殖组/镜质组<br>结构镜质体<br>无结构镜质体<br>团块镜质体<br>碎屑镜质体 | 镜质组<br>结构镜质体<br>无结构镜质体 | Ⅰ | 低灰度镜质组 | 镜质组<br>基质镜质体<br>团块镜质体 | 胶质木质结构体<br>凝胶体<br>碎屑体 | Ⅰ |
| 惰性组的 | 惰性组<br>丝质体<br>半丝质体<br>菌类体<br>粗粒体<br>碎屑惰性体<br>微粒体 | 惰性组<br>丝质体<br>半丝质体<br>菌类体 | | 高灰度镜质组和丝质体 | 惰性组<br>碎屑惰性体<br>微粒体 | 丝质木质结构体<br>假木质体（菌丝）<br>菌模<br>几丁质菌丝和海草 | Ⅱ |
| 稳定组的 | 稳定组<br>孢子体<br>角质体<br>木栓质体<br>荧光质体<br>树脂体<br>叶绿素体<br>碎屑壳质体 | 壳质组<br>孢子体<br>角质体<br>荧光质体<br>树脂体和萜烯体 | | 壳质组<br>孢子、花粉<br>角质层<br>树脂 | 壳质组<br>孢子体<br>角质体<br>碎屑壳质体 | 孢子<br>表皮{角质、木栓}<br>内含物{油、蜡、树脂、鞣质} | Ⅲ<br>Ⅰ |
| | 藻类体 | 微藻 | | 藻类体 | 藻类体 A | 底栖藻、浮游藻 | Ⅳ |
| | 沥青质体 | 腐泥基质<br>沥青质体 | Ⅱ | 絮状物和基质体（无结构藻类体和混合体） | 藻类体 B、沥青质体或细纹层状藻类体 | 腐泥体<br>（藻和细菌的凝胶）<br>原沥青 | |
| | 渗出沥青体<br>油析出物 | 沥青、渗出沥青体、微粒体 | Ⅲ | 固体沥青 | 沥青、油斑 | 运移沥青 | Ⅴ |
| 动物的 | 动物残体 | | | | | 底栖动物<br>浮游动物 | Ⅳ |
| 矿物基质 | 矿物沥青基质<br>（基质沥青体） | 荧光基质<br>（有机-矿物混合物） | Ⅰ | | | | |

* 组（Robert）：Ⅰ．原生可识别的生物组分；Ⅱ．原生无结构物质；Ⅲ．次生有机质。

** 类（Alpern）：Ⅰ．陆生高等植物的碎屑；Ⅱ．真菌；Ⅲ．孢子；Ⅳ．湖泊和海相自养生物；Ⅴ．沥青。

以煤的显微组分分类术语为基础，保持显微组分的三分性，即镜质组、壳质组和惰性组，另外增加动物有机碎屑和矿物沥青基质二个组，以 Teichmüller 和 Ottenjann（1977）的分类方案为代表；另一个体系主要采用透射光研究显微组分的富集物——干酪根，出自孢粉学家之手，以 Burgess（1974）的藻类和无定形（腐泥质）、草本、木本、煤质和惰质的四分方案最有影响。两个分类体系各具特色，但缺陷也是显而易见的，比较起来，前者研究手段和方法优越，基本上保持有机物的自然状态，注重高等植物碎屑的成因变化。但对以非高等植物成因组分为主的海相源岩，无论是研究手段还是分类都不够完善，并且把藻类体和壳质组这样生源和形成环境、成烃潜力都有显著区别的组分放在一个组内是不太合适的。后者对微体化石、动物碎屑的描述鉴定比较细致，分类简明。但由于研究手段局限，使用干酪根样品，割裂了有机组分和无机矿物之间的联系，所以分类的成因色彩不明。

表 2-2　烃源岩有机组分（干酪根）分类（透射光）

<table>
<tr><td>Burgess<br>(1974)</td><td>Manum 和<br>Throndson<br>(1978)</td><td colspan="2">Combaz<br>(1980)</td><td colspan="2">Timofeev 等<br>(1978)</td></tr>
<tr><td>干酪根类型</td><td>干酪根型态类型</td><td>类</td><td>组分</td><td>组</td><td>显微组分</td></tr>
<tr><td>木本的</td><td>有生体</td><td rowspan="4">有形的</td><td rowspan="3">陆生植物的微化石和碎屑<br>植物碎屑(木质组织、导管、茎叶、表皮、果实等)<br>孢子、花粉</td><td rowspan="2">腐殖的</td><td>凝胶体（自生）<br>结构凝胶体<br>无结构凝胶体<br>凝胶体（他生）</td></tr>
<tr><td>煤质的/惰质的</td><td>黑色体</td><td>丝质体<br>半丝质体</td></tr>
<tr><td>草本的</td><td rowspan="2">斑状体</td><td>残殖的</td><td>孢子体<br>花粉体<br>树脂体</td></tr>
<tr><td rowspan="2">藻类的<br>和<br>无定形的</td><td>藻类微化石和碎屑<br>单体藻<br>疑源类<br>群体藻<br>底栖藻<br>动物微化石和残体<br>几丁质动物、笔石环节动物、有孔虫等</td><td>腐泥的</td><td>结构藻类体<br>无结构藻类体<br>腐泥无结构体</td></tr>
<tr><td>无定形体</td><td>无定形的</td><td>凝块状的<br>颗粒状的<br>次胶体的<br>薄膜状的<br>凝胶状的</td><td>腐殖和腐泥混合的</td><td>腐泥-腐殖无结构体<br>腐殖-腐泥无结构体</td></tr>
</table>

既然上述两个分类体系都有某些缺陷，近年，有机岩石学研究趋向于弥合这种缺陷，两体系互相取长补短，不断有新的分类方案推出。Mukhopadhyay 等（1985）比较分析了全岩样品和干酪根样品，通过对不同类型烃源岩有机组分热演化和人工热模拟变化的观察，提出了可以反映组分热演化和产物特征、全岩和干酪根分析统一的分类（表 2-3）。

肖贤明等（1990）根据沉积岩中有机质的赋存特点选择不同的研究手段，提出了我国陆相烃源岩有机组分分类（表 2-4）。该分类中充分强调了成熟作用的影响，探讨了过成熟源岩有机组分与低成熟源岩组分之间的成因联系。尤其是对无形态类有机质作了详细划分和成烃潜力、成烃特点方面的比较，但分类中不包括矿物沥青基质。

程克明、王铁冠等[1] 在对我国的 130 个煤系烃源岩样品、96 个碎屑岩（非煤系）和碳酸盐岩烃源岩干酪根样品的显微观察研究，以及对松辽盆地、周口盆地、吐鲁番盆地、黄骅拗陷和东濮凹陷干酪根鉴定资料分析的基础上，建立了表 2-5 的烃源岩显微组分分类。本章第二节将以表 2-5 的分类为主讨论显微组分的有机岩石学特征。

---

① 程克明、王铁冠、赵师庆、钟宁宁、姜春庆、黄辉，1989，烃源岩的地球化学及演化特征。

表 2-3 沉积物中分散有机质的分类（Mukhopadhyay et al.，1985）

| 组 | 原生组分：全岩样品[*1] | 原生组分：干酪根样品[*2] | 次生组分[*3]或产物[*4] |
|---|---|---|---|
| 类脂组 | 1. 藻类体<br>2. 无形态不定形或碎屑<br>a. 碎屑藻类体<br>b. 腐泥质体 I<br>c. 腐泥质体 II<br>d. 碎屑类脂体<br>3. 颗粒类脂体 A<br>沟鞭藻、疑源类和有孔虫等海生植物或动物碎屑<br>4. 颗粒类脂体 B<br>孢子体、角质体和木栓质体等陆生壳质组分<br>5. 树脂体 B 和荧光质体 | 1. 藻类体<br>2. 无形态不定形或碎屑<br>a. 碎屑藻类体<br>b. 腐泥质体 I<br>c. 腐泥质体 II<br>d. 碎屑类脂体<br>3. 颗粒类脂体 A<br>沟鞭藻、疑源类和有孔虫等海生植物或动物碎屑<br>4. 颗粒类脂体 B<br>孢子体、角质体和木栓质体等陆生壳质组分<br>5. 树脂体 B | 1. 粒状镜质体和后生惰性体（变藻类体）、油滴、固体和液态沥青<br>2. 变化和藻类体相同<br>粒状镜质体、微粒体、群集微粒体、后生碎屑惰性体（变腐泥质体）<br>固体沥青<br>油滴和液态沥青<br>粒状镜质体、微粒体和后生碎屑惰性体、液态沥青<br>3. 后生碎屑惰性体<br>固体和液态沥青<br>4. 后生碎屑惰性体、微粒体、渗出沥青体[*5]、液态沥青<br>5. 小微粒体、固体和液态沥青 |
| 镜质体（原生的、初次旋回的） | 1. 腐殖腐泥体<br>2. 镜质体/腐殖体<br>基质镜质体、均质镜质体、团块镜质体和碎屑镜质体 | 1. 腐殖腐泥体<br>2. 镜质体/腐殖体<br>基质镜质体、均质镜质体、团块镜质体和碎屑镜质体 | 1. 微粒体和群集微粒体、液态沥青和渗出沥青体[*5]（?）<br>2. 微粒体、群集微粒体、液态沥青 |
| 镜质体（再旋回的） | 1. 氧化的镜质体和碎屑镜质体 | 1. 氧化的镜质体和碎屑镜质体 | 1. 无变化 |
| 惰性组 | 1. 微粒体（低成熟作用的）<br>2. 碎屑惰性体<br>3. 菌类体<br>4. 丝质体/半丝质体<br>5. 粗粒体 | 1. 微粒体（低成熟作用的）<br>2. 碎屑惰性体<br>3. 菌类体<br>4. 丝质体/半丝质体 | 无变化、小微粒体 |
| 矿物-有机基质[*5] | 1. 类脂组的<br>2. 腐殖组的/镜质组的<br>3. 惰性组的（微粒体） | | 微粒体[*5]、群集微粒体[*5]<br>（从类脂组的和腐殖组的/镜质组的矿物-有机基质中生成） |

[*1] 在正常反射光和反射荧光下（$R^o$低于 0.6%）观察。

[*2] 在透射光和正常反射光/反射荧光下（$R^o$低于 0.6%）观察。

[*3] 次生组分定义参照 Stach 等（1982）和 Mukhopadhyay 等（1985）。

[*4] 成熟作用产物超过 $R^o$0.6－0.7%以后观察，其中一些超过 $R^o$1.1－1.3%以后观察。

[*5] 只存在于全岩样品中。

[*6] 是否作为显微组分尚有疑问。

**表 2-4　中国陆相源岩分散有机质的分类**（据肖贤明等，1990）

| 未成熟—高成熟阶段 | | | | 过成熟阶段 |
|---|---|---|---|---|
| 无形态类 | | 成因 | 有形态类 | |
| 无荧光无定形组 | 腐殖无定形体 | 主要是高等植物木质纤维素在弱还原—强氧化条件下转变而来 | 镜质组：<br>镜质体 A<br>镜质体 B<br>镜质体 C | 镜质组 |
| | 惰质无定形体 | | 惰性组：<br>丝质体<br>半丝质体<br>粗粒体<br>菌类体<br>惰屑体 | 惰性组：<br>丝质体<br>半丝质体<br>粗粒体<br>菌类体<br>惰屑体 |
| 荧光无定形组 | 藻类无定形体<br>粒状无定形体<br>菌解无定形体 A<br>菌解无定形体 B<br>菌解无定形体 C<br>菌解无定形体 D | 淡水藻类 | 藻类组：<br>结构藻类体：A、B、C、D<br>层状藻类体：A、B | 微粒体 A |
| | | 细菌及其它动物有机质 | 动物有机体组：<br>动物壳屑体<br>动物软体 | 微粒体 B |
| | | 主要是高等植物类脂、孢子花粉 | 壳质组：<br>孢子体<br>角质体<br>木栓质体<br>树脂体<br>沥青质体<br>荧光质体<br>叶绿素体<br>壳屑体 | 原地各向异性体 |
| | 油滴 | 次生有机组及转变产物 | 渗出沥青体 | 异地各向异性体 |
| | 降解无定性 | | 微粒体 A<br>微粒体 B | |
| 矿物沥青基质*<br>动物无机碎屑* | | | | |

*这两者不是显微组分。

## 第二节　显微组分特征

有机岩石学着重研究显微组分的光性特征和成因特征。光性特征是显微镜下显微组分表现的吸收性状（透光色）、反射性、荧光性、轮廓和突起等；成因特征包括了显微组分形态、结构与生物有机体或组织之间的相关关系，以及光性特征反映的显微组分所经历的改造和变化。

### 一、镜质组（vitrinite）与腐殖组（huminite）

镜质组是源岩中最主要的显微组分之一，来源于高等植物木质纤维组织的凝胶化作

**表 2-5　烃源岩显微组分分类**

| 组 | 组分 | 亚组分* | 成因 |
| --- | --- | --- | --- |
| 镜质组<br>（腐殖组） | 结构镜质体<br>无结构镜质体<br>镜屑体 | | 高等植物木质纤维组织<br>凝胶化作用的产物 |
| 惰性组 | 丝质体<br>半丝质体<br>粗粒体<br>菌类体<br>惰屑体 | | 高等植物木质纤维组织<br>丝炭化作用的产物 |
| 壳质组 | 孢子体<br>树脂体<br>角质体<br>木栓质体<br>荧光质体<br>壳屑体 | | 高等植物类脂的膜质物质<br>和分泌物 |
| 腐泥组 | 藻类体 | 藻类体 A<br>藻类体 B | 低等水生生物及其降解产物 |
| | 无定形腐泥体 | 沥青质体<br>矿物沥青基质 | |
| 动物有机碎屑组 | 笔石、几丁虫、虫颚、牙形刺等 | | 动物的有机质硬体 |
| 次生有机质和沥青组** | 渗出沥青体<br>微粒体<br>各向异性体<br>油珠、油膜<br>固体沥青 | | 富氢显微组分成烃的次生产物和各种显微组分热变质产物 |

* 对煤这样富集有机质的烃源岩，显微组分的进一步划分适用国际煤岩学委员会推荐的褐煤和硬煤显微组分分类。

** 对沥青组分本分类尚缺乏研究，组分的进一步划分暂不列入分类。

用产物。根据原始植物木质细胞结构的保存情况，可划分为结构镜质体和无结构镜质体；一般说来，由结构镜质体到无结构镜质体代表原始植物物质的降解作用增强。

镜质组在油浸反射光下呈灰色至灰白色；透射光下半透明，由未成熟时的橙黄色变化至成熟时的橙红色。在蓝光辐照下，部分镜质体具荧光性，呈褐红、暗褐色荧光。荧光性是镜质组分富氢程度的“指示计”。

镜质组分反射率随热成熟作用规律性地增加，代表烃源岩有机质成熟度的反射率测自无结构镜质体。

**1. 结构镜质体（telinite）**（图版Ⅵ-7，Ⅶ-4，Ⅺ-2，Ⅺ-3）

结构镜质体是镜质组中具有原始植物细胞结构的组分，特指植物细胞壁部分、细胞腔圆形、椭圆形直至线形，胞腔有充填物或中空。充填物可以是无结构镜质体、树脂体、渗出沥青体、微粒体、粘土矿物、碳酸盐矿物、黄铁矿等等。结构镜质体的反射率一般略高于无结构镜质体。

**2. 无结构镜质体（collinite）**（图版Ⅰ-1，3，6；Ⅲ-8，Ⅳ-2，3；Ⅵ-3；Ⅸ-1；Ⅹ-5，7，8；Ⅺ-8）

无结构镜质体无论是反射光下或是透射光下都不显示原始植物细胞结构。形态多样，条带状、团块状、基质及无定形等等。如果是在煤中，则可进一步划分出均质镜质体、基质镜质体、胶质镜质体和团块镜质体等亚组分。

在油页岩及腐泥煤中的无结构镜质体常呈条带状，表面光洁，有垂直条带的楔状裂隙，裂隙有时被次生显微组分渗出沥青体充填，这种产状的无结构镜质体的反射率往往被“抑制”，不代表正常的成熟度（见表2-6）。

**表2-6　油页岩及腐泥煤中无结构镜质体反射率抑制情况**

| 样品 | 产地 | $R_1$（%） | $R_2$（%） |
|---|---|---|---|
| 腐泥煤 | 山西浑源果子园 | 0.34 | 0.58 |
| 腐殖腐泥煤 | 山东黄县北皂 | 0.41 | 0.51 |
| 油页岩 | | 0.38 | |

注：$R_1$为腐泥煤或油页岩中无结构镜质体的反射率，$R_2$是与腐泥煤或油页岩共生的腐殖煤中的无结构镜质体反射率。

无结构镜质体的反射率通常略低于结构镜质体，常显荧光性。在碱性还原环境下的凝胶化作用中，菌藻类低等生源物质进入镜质体的结构，会“改良”镜质组分的性质，导致无结构镜质体的荧光性增强、氢含量增加，相应地，反射率也受到一定的“抑制”（见第十章图10-1）。

**3. 镜屑体（vitrodetrinite）**（图版Ⅰ-2，Ⅲ-2，Ⅷ-1，2，3，4，7，9）

镜屑体是源岩中无法辨认原始植物细胞结构的镜质碎屑。在干酪根制备过程中，结构镜质体和无结构镜质体被机械破碎成碎屑颗粒，镜鉴时统称为镜屑体。碎屑镜质体是其同义词。

## 二、惰性组（inertinite）

惰性组在所有显微组分中反射率最高。油浸反射光下，白色至亮黄白色；透射光下不透明，深棕黑色至黑色，易于识别；一般无荧光性。“惰性”一词是由于该组显微组分无工艺活性，在焦化过程“惰性”而得名。事实上，它富碳贫氢，在成烃过程中也被认为是“惰性”的。

源岩中惰性组分的富集可能反映一种比较开阔的充氧环境，适度的氧化作用使原始植物的木质纤维组织及其凝胶化作用产物发生丝炭化作用，形成惰性组分。盆地边缘的干旱气候和森林火灾也是惰性组分物质形成的重要原因。

**1. 丝质体（fusinite）**（图版Ⅰ-1，8；Ⅸ-6，8；Ⅻ-1，6，7）

丝质体保存原始植物细胞结构，与镜质组中的结构镜质体对应。丝质体在碎屑岩及

碳酸盐岩中常呈碎屑出现，呈星状、弧状或角状，只要辨认出它是细胞结构残余，不管碎屑颗粒大小，均以丝质体称之，区别于惰屑体。

**2. 半丝质体**（**semifusinite**）（图版Ⅸ-1；Ⅹ-7）

半丝质体保存原始植物细胞结构，但细胞壁膨化，细胞结构要较丝质体模糊。反射率低于丝质体，介于镜质组分和丝质体之间。在成熟阶段，半丝质体与丝质体的分界线大约为 $R^o$2.3%。

**3. 粗粒体**（**macrinite**）（图版Ⅸ-4，10）

粗粒体无原始植物细胞结构，以大小不等的圆形、椭圆形颗粒出现，在煤中还可以基质状态出现。反射率范围相当于半丝质体至丝质体，透射光下深棕黑色至黑色不透明。

**4. 菌类体**（**sclerotinite**）（图版Ⅰ-3，6；Ⅸ-5，9；Ⅹ-1；Ⅺ-3；Ⅻ-5）

菌类体反射率高，透射光下棕色至深棕黑色，显示真菌遗体形态和结构。常见有菌核、菌孢子、菌丝等，在中、新生代陆相烃源岩中最特征。古生代煤系源岩中的菌类体称分泌菌类体，可能是高等植物细胞分泌物氧化后的产物。

**5. 惰屑体**（**inertodetrinite**）（图版Ⅰ-2；Ⅲ-2；Ⅴ-5；Ⅷ-2；Ⅸ-6；Ⅺ-6）

惰屑体亦称碎屑惰性体，为源岩中高反射率的有机质碎屑，完全辨认不出原始植物细胞结构。它的来源可能是各种惰性组分充分破碎分散的产物。干酪根镜鉴时，制备过程机械破碎的惰性组分，在辨认不清其原始植物结构时统称为惰屑体。

惰性组分虽然被广泛认为是“惰性”的，但对其一些特殊的例外应引起注意。澳大利亚 Cooper 盆地的二叠系陆相烃源岩中，分散有机质和煤都富含贫结构的半丝质体、粗粒体和惰屑体等惰性组分（最高可达显微组分的 85%）。经多年研究，证实澳大利亚的二叠纪冈瓦纳煤中约 1/3 的惰性组分具有“活性”，并且有微弱的荧光性和成烃能力。Smyth（1983，1984）分析了某些惰性组分作为 Cooper 盆地天然气气源物质甚至是生油母质的可能性。由于对惰性组分成因和化学性质的旧有观念，惰性组分作为有效成烃母质的可能性一直受到质疑。最近，Taylor 等（1988）利用透射电镜结合光学显微镜研究 Cooper 盆地煤和分散有机物的碎屑惰性体和半丝质体发现，这些惰性组分中隐含着相当数量的亚微观的藻和降解藻类物质，它们可能来源于泥炭阶段附生在表层泥炭面上的藻席，厚度一般不超过 1μm。保守估计此类藻类物质约占总有机质量的 2—7%。由于煤的形成条件更适宜藻席的形成和惰性组分绝对数量可观，在 Cooper 盆地源岩显微组分组成相似的情况下，煤具有比分散有机质更好的生油潜力，以至于 Taylor 等喜曰这是关于 Cooper 盆地油源的曙光。

我国有众多的含煤盆地，发育良好的烃源岩，值得指出的是，新疆、青海、甘肃、宁夏、陕西等省区的部分侏罗纪煤系，显微组分组成和澳大利亚冈瓦纳二叠纪煤系有某些相似性，显微组分中一般有 20—40%是低反射率的惰性组分半丝质体，由于其数量巨大，有必要进一步开展对比研究。

# 三、壳质组（exinite）

反射率低，油浸反射光下深灰黑色至黑色，透射光下浅黄色、鲜黄色。最特征的是，壳质组分来源于高等植物的孢子、花粉和角质层等组织器官及植物组织分泌物，具有这些组织器官的特殊形态或分泌物的颗粒状，在紫外光或蓝光辐照下发鲜明的荧光，结构轮廓愈加清晰。荧光特征是壳质组分的重要鉴别标志。

**1. 孢子体（sporinite）**（图版Ⅱ-5；Ⅲ-5；Ⅴ-5，7；Ⅵ-8；Ⅶ-1，2）

孢子体来源于高等植物的孢子和花粉的外壳层，保持孢子花粉的形貌。全岩分析时，一般只见孢子的某一切面，制备干酪根可以看见比较完整形态的孢粉。油浸反射光下深灰黑色，透射光下随成熟度增加由透明的浅黄向棕色、黑色变化，但不同属种的孢粉颜色变化不尽相同。在短波长单色光辐照下，孢子体发绿至橙色荧光，大致在$R^o$1.3%时荧光性消失（见图5-8）。

孢子体是烃源岩中最常见的壳质组分。

**2. 树脂体**（resinite）（图版Ⅱ-1；Ⅴ-1；Ⅵ-1；Ⅶ-9）

树脂体来源于高等植物的树脂、树胶、树蜡、油脂等分泌物，以圆形、长圆形、椭圆形及长条形等颗粒形状出现。颗粒大者，肉眼可见，称为琥珀。

根据对高等植物的280个科、338个属的统计，其中10%的科和25%的属都能够合成明显数量的树脂，无论是裸子植物，还是被子植物都具有分泌树脂的功能，不过，从数量上讲，裸子植物中的松柏类是最重要的树脂维管植物（Langenheim，1969）。

树脂体在油浸反射光下黑色，透射光下一般为鲜黄色。荧光显微镜下，以荧光性变化大为特征，甚至在同一个样品中也是如此，荧光性明显受分泌物性质及树脂体形成环境影响。根据树脂体荧光特性及产状，可以把我国沿海一些第三纪煤系中的树脂体分成三种类型（见表2-7）。

**表2-7 不同类型树脂体的产状及荧光特征**

| 树脂体类型 | 产状 | 荧光特征* | | |
|---|---|---|---|---|
| | | $\lambda_{max}$（nm） | $Q$ | $I_{546}$ |
| Ⅰ | 叶片组织细胞充填物 | 500—540 | 0.1—0.6 | 460 |
| Ⅱ | 非组织细胞充填物 | 600± | 1.0—1.5 | 210 |
| Ⅲ | 木质部细胞充填物 | >640 | 2.0 | 64 |

* $\lambda_{max}$为荧光最大波长；$Q$是荧光光谱上650nm（红）相对强度与500nm（绿）相对强度的比值，称红绿商比；$I_{546}$为546nm的荧光强度（相对于Jacob铀酰玻璃标样，标样取值为10）。

第Ⅰ类树脂体：蓝绿至黄绿荧光，荧光极强。荧光最大波长500—540nm，随辐照时间增加，荧光强度衰减，最大衰减约为15%，10分钟即达到平衡（图2-1）。

第Ⅱ类树脂体：黄色荧光，荧光最大波长600nm左右，通常为个体较大的圆形、椭

圆形颗粒。随辐照时间增长，荧光强度增加，在20分钟时达到最大值，增加幅度约20%，约45分钟时，荧光强度恢复至初始水平（图2-1）。

第Ⅲ类树脂体：带褐色调的橙色荧光，荧光最大波长640nm以上，呈长条形、圆形充填木质组织细胞。荧光强度弱，但随辐照时间延长，荧光强度增加幅度很大，达120%。辐照15分钟达到平衡，荧光强度不回落（图2-1）。

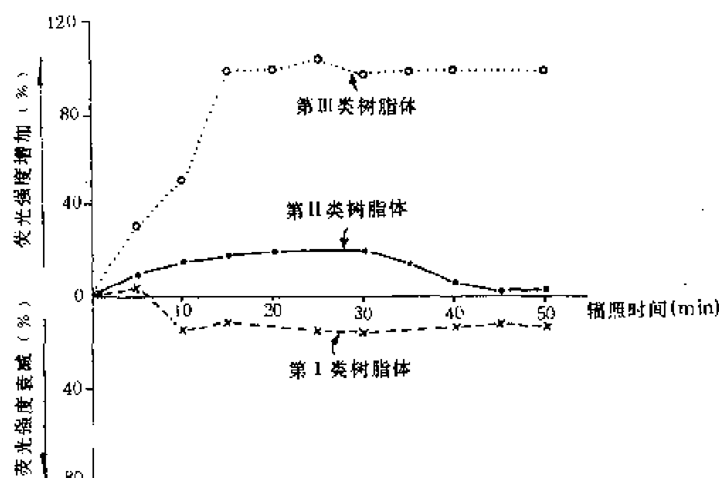



图2-1 树脂体荧光强度随辐照时间的变化

树脂体荧光性的差别是其成分、结构、可抽提性乃至成烃潜力差别的反映。第Ⅰ、Ⅱ类树脂体趋向于在抽提物族组成上有更高的总烃含量，而第Ⅲ类树脂体则趋向于非烃含量较高（图2-2）。

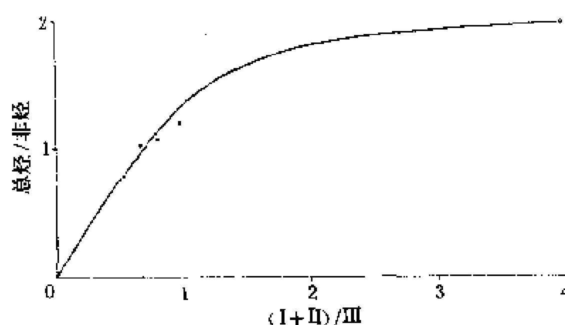



图2-2 树脂体类型与抽提物族组成关系图

抚顺一些地点的树脂体（琥珀），个体大，亮黄色荧光，荧光特征相当于第Ⅱ类树脂体，但这些树脂体带有暗褐色荧光的色边，有的甚至是多重色边包裹，其二氯甲烷抽提物冷却后呈絮状沉淀物，可能与树脂分泌及沉积过程中氧化作用对其化学成分、结构的影响有关。

在第三纪陆相烃源岩中，树脂体有时可以作为主要的壳质组分出现。根据显微组分定量统计分析，未成熟的煤系烃源岩用二氯甲烷抽提72小时后，树脂体的体积损失可达20—65%（表2-8）。并在百色的褐煤中发现了与树脂体直接有关的具有成烃指示意义的次生显微组分渗出沥青体。树脂体作为未成熟阶段的重要成烃母质引人注目。

**3. 角质体（cutinite）**（图版Ⅱ-2；Ⅳ-7；Ⅴ-1；Ⅵ-4，6；Ⅶ-10；Ⅻ-1）

角质体来源于陆生高等植物的保护组织——角质层。油浸反射光下深灰至灰黑色，透射光下呈金黄色。煤中的角质体由于切面关系，常见锯齿状内缘。角质体从源岩中分离富集后，呈薄膜状，可以看见角质体上有气孔及气孔器。

角质体具荧光性，但同一样品中，来源于叶片表面角质层的角质体与来源于嫩枝角质层的角质体，荧光色差别较大。总的而言，随成熟度增高，荧光迅速减弱，大致在 $R^o$ 1.1%时荧光消失。

**表 2-8　未成熟煤系源岩中树脂体的可抽提性**

| 样品 | 产地 | 抽提后树脂体的体积损失量（%） | 各类树脂体的体积损失量之比（Ⅰ－Ⅱ）/Ⅱ | 总烃/非烃（抽提物中） | $R^o$（%） |
|---|---|---|---|---|---|
| 泥岩 | 百色 | 30 | 0.80 | 1.08 | 0.38 |
| 泥岩 | | 52 | 0.53 | 0.79 | 0.35 |
| 腐殖-腐泥煤 | 黄县 | 42 | 0.98 | 1.20 | 0.41 |
| 腐殖煤 | | 64 | 1.18 | 1.89 | 0.51 |
| 油页岩 | | 43 | 0.66 | 1.02 | 0.38 |
| 含琥珀暗煤 | | 48 | 3.97 | 1.98 | 0.40 |

**4. 木栓质体（suberinite）**（图版Ⅱ-8；Ⅳ-6；Ⅴ-4；Ⅻ-2、8）

木栓质体来源于高等植物木栓化的组织细胞。反射光下和透射光下都很容易根据其特征的细胞形态识别。木栓质与角质化学成分相近，也是一种类脂物。

木栓质体有二种类型。一种是第三纪陆相源岩中的木栓质体，这种木栓质体与国外所定义的木栓质体一致，都是指植物周皮中的木栓细胞，栓化的部分是细胞壁。木栓细胞形状较规则，呈扁长方形或砖形，细胞中空或充填不具荧光性的鞣质物质。荧光绿至黄色，变化“超前”其它壳质组分，约在 $R^o$0.4%时，其荧光强度及荧光色就已经有明显变化，约在 $R^o$0.7%时荧光性即消失。若以荧光性变化标志其成分结构的变化，则表明木栓质体也极可能是未成熟阶段和低成熟阶段油气生成的母质之一。

另一种类型是我国特有的华南晚二叠世煤系中的“木栓质体”，以江西乐平、浙江长兴和贵州水城煤最具代表性，其化学成分及先质仍不太清楚。这类“木栓质体”荧光性较复杂，植物组织解剖有典型的树皮组织结构特征，细胞也是扁长方形，与第三系源岩中的木栓质体不同的是，晚二叠世的“木栓质体”细胞壁及细胞腔都是具荧光性的物质，胞腔胞壁往往不易区分，并且其荧光性可以保持到 $R^o$1.0%以后，只因植物组织解剖结构相似而套用木栓质体的术语。近年，国内的一些煤岩学工作者倾向于把这种类型的“木栓质体”称为“树皮体”。应该指出，“树皮体”不是一个规范的术语，树皮本是木材学的术语，它所包含的组织可以有表皮、皮层、周皮、木栓形成层以及化学上截然不同的木质素、纤维素、木栓质、角质、鞣质、树脂等等。用这样的术语命名组分，缺乏明确的成因含义，似乎不妥。但在目前“树皮体”的生物先质不明的情况下，暂用“树皮体”一词，以示和典型的木栓质体区别。

根据反射光性和荧光性分析，“树皮体”的化学结构不属典型的类脂物质，更接近于

镜质组分，带有比较强的芳香性。程克明、张文正等[①] 对长兴树皮残殖煤的热压模拟试验表明，“树皮体”具有沥青质和非烃产率高的特点，最高转化率达16%左右，而液态烃最高转化率仅8%左右，非烃和沥青质的大量热降解并不引起液态烃转化率的明显增高。在400℃以前，非烃的减少和沥青质的增加同步；400℃之后，非烃的减少不明显，而沥青质却大量减少，导致芳烃产率的猛增（表2-9）。

**表2-9 浙江长兴残殖煤加热后残余沥青A和族组成分析资料**

| 实验温度（℃） | $R^o$（%） | 沥青A含量（%） | 族组成（%） | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 饱和烃 | 芳烃 | 非烃 | 沥青质 |
| 未加热 | 0.60 | 3.5420 | 11.22 | 24.39 | 33.17 | 31.22 |
| 250 | 0.66 | 4.5962 | 10.54 | 23.65 | 29.31 | 36.50 |
| 300 | 0.71 | 6.9354 | 7.02 | 22.03 | 26.88 | 44.07 |
| 350 | 1.27 | 16.9817 | 5.54 | 14.46 | 22.65 | 57.35 |
| 400 | 1.67 | 9.6995 | 3.02 | 16.28 | 19.77 | 60.93 |
| 450 | 2.30 | 0.0872 | 6.14 | 33.45 | 19.45 | 40.96 |
| 500 | 2.56 | 0.0460 | | | | |

**5. 荧光质体（fluorinite）（图版Ⅶ-11）**

荧光质体以荧光性极强得名。反射光下外观似粘土矿物团块，常赋存在带角质体镶边的叶镜质体中。荧光绿至黄色，在长时间辐照下荧光强度变化不大，但荧光色明显向红光（长波）方向迁移。它可能来源于植物油脂或其它类脂物质，在进入最大生油期时荧光消失，几乎可全部转化为烃类。

部分荧光质体在来源不确定、产状不特征时，实际上有可能被划归为第Ⅰ类树脂体。一般情况下，荧光质体比较少见，在源岩显微组分组成中不占重要地位。

**6. 壳屑体（liptodetrinite）（图版Ⅵ-8）**

碎屑稳定体是其同义词。当壳质组分颗粒很小，以至无法辩认其来源物质时，都可划归壳屑体。由于来源物质的不同，壳屑体的光性及成烃潜力可以有较大的变化。

壳屑体常常是源岩中的主要壳质组分。

## 四、腐泥组（sapropelinite）

主要是藻类及其它低等水生生物的腐泥化作用产物。在一般的煤岩组分分类中，它被包含在壳质组（稳定组）之内，由于其生源及成烃潜力明显不同于其它壳质组分，故在源岩显微组分分类中把腐泥组单列。

---

① 程克明、张文正、关德师、陈建平、斐戈、赵锡古，1989，烃源岩成烃过程压模拟实验研究。

**1. 藻类体（alginite）**（图版Ⅰ-4,5；Ⅱ-3,4；Ⅲ-1,2,6；Ⅳ-1,8；Ⅴ-3；Ⅵ-2；Ⅶ-3；Ⅹ-5）

藻类体在油浸反射光下黑色，有时具褐红色内反射；透射光下浅黄色，略带透明感。在透射光下，尤其是荧光下，藻类的细胞结构显示得比较清晰。根据藻类细胞结构保存情况，进一步划分藻类体A和藻类体B两个亚组分。

藻类体A：保存藻类细胞结构，根据细胞结构及形态特征，可以进一步确定藻的生物属种。一般情况下分单体藻和群体藻。常见的单体藻有小球藻、盘星藻和沟鞭藻等，国外文献大量报道的单体藻塔斯马尼亚藻（*Tasmanites*），在我国源岩中尚未发现。

陆相源岩中常见群体藻，其中最重要的是丛粒藻（*Botryococcus*），它是一种由6—10μm大小的藻细胞集合成约1mm直径的球形群体，属绿藻门的绿藻纲（也有人将其置入黄藻门的异球藻目），是一种淡水生的浮游藻类，其中脂肪含量可达干重的70%，为极好的生油母质。丛粒藻在全岩切片上常显示辐射状、菜花状形态，具不平整的小锯齿边缘，晚古生代煤中的Pilar藻类体也属此类。另一种属于海生的群体藻葡萄球藻（*Botryocladia*）形态特征与丛粒藻极相似，加之学名相近，两者常被混淆，误以葡萄球藻称谓陆相源岩中的淡水生群体藻丛粒藻。

藻类体B：由非常密集的线形藻类残体集合而成。在腐泥煤及生油岩中常呈层状出现，其中往往含有微体动物的壳屑，可能是丝线状藻单体的集合体或是其它藻类不完全分解产物的纹层状集合体。部分藻类体B可能来源于沉积物表层的藻席。荧光一般较藻类体A弱，荧光波长略长，黄绿至黄色。藻类体B也被称为层状藻类体，无论从数量还是从质量上讲，都是重要的成烃母质。

**2. 无定形腐泥体（amorphous sapropelinite）**（图版Ⅶ-3；Ⅷ-1，2，4，7）

有些时候无定形有机物是烃源岩中占绝大多数的显微组分。数量上、质量上的重要性和研究它的困难性，使无定形有机物历来被作为显微组分研究的核心问题之一。事实上，显微镜下看到的无定形有机物，在生源、成因演化等方面极具多样性，它可以是腐泥的、腐殖的或两者混合性质的物质，可能的来源有：

（1）以藻类为主的低等水生生物的降解；

（2）细菌及其降解、代谢产物起源的有机质；

（3）高等植物物质（包括木质纤维素、孢粉、树脂等）降解产物以及它们和菌藻起源物质的混合；

（4）起源于色素和其它生物代谢产物的黑色（不透明）无定形有机物质；

（5）干酪根制备过程机械破碎和有机质水解作用形成的絮状物质，这对低成熟度样品尤甚。

由此可见，不能简单地把无定形有机物类比为湖相和海相藻类物质。国际煤岩学委员会曾在1985年的工作会议上建议废止“无定形体”（amorphinite）这一术语，改称“无定形有机物”（amorphous organic matter）。

总的说来，生油岩中与菌藻和其它低等水生生物有关的无定形有机物占大多数，它属于无定形的腐泥或腐泥-腐殖物质。表2-5分类中划分无定形腐泥体主要是为了适应这部分有机物质在透射光下的干酪根镜鉴。

无定形腐泥体在全岩中的产出主要是以沥青质体和矿物沥青基质两个亚组分的形式出现的。

(1) 沥青质体 (bituminite) (图版Ⅰ-3, 4; Ⅵ-5)

沥青质体无固定形态，在垂直层面的全岩切面上，常呈条带状、小透镜体状产出或以基质状态出现。其生物来源无法确定，可能与藻类、浮游生物、真菌、细菌的新陈代谢和降解作用有关，实际上是一种显微镜下无法辨认的腐殖-腐泥混合物。

在透射光下沥青质体呈橙色、红色或带褐色，油浸反射光下暗褐至黑灰色，反射率明显低于镜质组。荧光显微镜下荧光性变化较大，浅黄、浅橙至暗褐色，主要取决于其母源物质及成熟度，在未成熟阶段和低成熟阶段以强烈的荧光正变化为特征(表2-10，图2-3)，在紫蓝光辐照15分钟后，荧光强度成倍增加，同时最大荧光波长向短波方向迁移约20—30nm。沥青质体大致在$R^o$0.8—0.9%时荧光性消失。

表2-10 抚顺油页岩中沥青质体的荧光变化

| 辐照时间(min) / 荧光变化 | 0 | 5 | 10 | 15 | 20 | 25 | 30 | 35 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 荧光强度* | 5.76 | 8.84 | 10.90 | 11.52 | 12.56 | 12.76 | 13.38 | 13.58 |
| 变化幅度(%) | 0 | 53 | 89 | 100 | 118 | 121 | 132 | 135 |

*铀玻璃标准取值为10。

(2) 矿物沥青基质 (mineral-bitumineous groundmass) (图版Ⅰ-7, 8; Ⅱ-6, 7; Ⅲ-1, 2, 5, 6, 7; Ⅳ-2, 4; Ⅴ-7; Ⅵ-7)

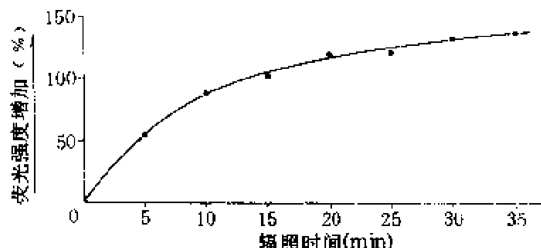


图2-3 抚顺油页岩中沥青质体的荧光变化

严格地说，矿物沥青基质不属于有机显微组分范畴，它是一种无机矿物和有机物的混合体，是未成熟和成熟源岩中矿物基质吸收或吸附了有机质而由荧光显示出来的一种组分。荧光是识别矿物沥青基质唯一可靠的方法。矿物沥青基质中的有机物都是亚微观尺度的，无论是反射光下、透射光下抑或是荧光下都不可能区分这些有机物，只能通过荧光间接地检测这些有机物的存在。

矿物沥青基质的荧光性受其中有机物的数量、成熟度和类型的影响。在未成熟源岩中，有机质数量越多，矿物沥青基质的荧光越强。长时间辐照，矿物沥青基质的荧光变化很特征(图2-4，表2-11)、未成熟阶段是很强烈的正变化，照射30分钟，荧光强度增加了二倍多。成熟阶段，随照射时间增长，荧光强度衰减。低成熟阶段，出现增强-衰减的矛盾变化，反映在成熟门槛附近，由未成熟阶段的正变化，向成熟阶段负变化的连续过渡性。高成熟阶段，荧光大大减弱，变化平稳、幅度很小，完全被仪器的测量误差所掩盖。大约在$R^o$1.3%时，矿物沥青基质的荧光消失，和石油死亡线吻合。对于生油岩而言，“隐藏”在矿物沥青基质中的有机质数量，通常大大超过其它有机显微组分。

表 2-11 矿物沥青基质的荧光变化

| 成熟度 | 样品 | 产地 | 荧光强度变化* | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 0分钟 | 5分钟 | 10分钟 | 15分钟 | 20分钟 | 25分钟 | 30分钟 |
| 未成熟 | 绿河页岩 | 美国犹他州云塔盆地 | 9.20/0 | 15.90/73% | 22.12/140% | 26.15/184% | 24.57/167% | 29.16/216% | 28.74/212% |
| | 青龙灰岩 | 江苏句容青龙桥 | 3.89/0 | 7.78/100% | 9.44/142% | 11.11/165% | 11.11/185% | 11.67/200% | 12.22/214% |
| 低成熟 | 泥岩 | 泌阳凹陷泌80井(2 172.01m) | 14.41/0 | 16.10/12% | 16.95/17% | 14.74/2% | 14.75/2% | 16.72/16% | 16.95/17% |
| 成熟 | 油页岩 | 新疆准噶尔妖魔山 | 22.42/0 | 21.81/−3% | 19.86/−11% | — | 18.52/−16% | 16.46/−27% | 14.20/−37% |
| 高成熟 | 油页岩 | 原苏联西西伯利亚 | 0.82 | 0.41 | 0.41 | 0.62 | 0.82 | 0.62 | 0.41 |

* 分子为荧光强度，分母为变化幅度。荧光强度是相对铀酰玻璃标样，标样取值为10。

用HCl和HF处理烃源岩，矿物基质溶解之后，干酪根中的无定形组分主要来源于矿物沥青基质和沥青质体。

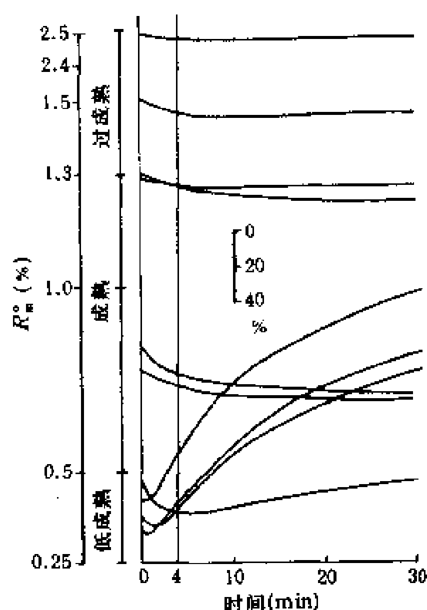



图 2-4 不同成熟度的源岩矿物沥青基质荧光变化曲线（据 Teichmüller 等，1979）

## 五、动物有机碎屑组（zooclasts）

本组组分主要是各种有机质的微体动物化石。目前对该组分尚缺乏详细研究，据文献报道，海相地层中笔石、牙形刺、虫颚及几丁虫等动物碎屑的光性特征略与镜质组分相似，热演化历程也相似，尽管其数量未必构成重要的成烃母质，但对于缺乏镜质组分的早古生代海相源岩，这些组分的反射率及热变指数有可能是确定有机质成熟度的良好参数。

笔石、虫颚和几丁虫是早古生代海相地层中普遍分布的动物化石。笔石外皮和几丁虫由类似于假几丁质的化学物质组成，受热作用后将发生芳香缩合作用，导致光性变化。将笔石、虫颚和几丁虫的光性特征作为有机质热演化程度指标的研究，1976年始于澳大利亚，十多年来先后有 L. E. Kurylowicz、A. Cook、F. Goodarzi、M. Teichmüller、C. D. Clausen、B. S. Norford、R. Bertrand 等一批作者著文，探讨了笔石、虫颚和几丁虫的光性特征作为沉积岩有机质热演化指示计的可能性，涉及澳大利亚、德国、土耳其、瑞士、丹麦、西班牙等地区的奥陶系、志留系、泥盆系和寒武系，综合现有资料，笔石反射率的变化范围约0.6—12.0%（油浸介质），大致相当于镜质组$R^o$0.5—10%的变化范围，亦即几乎包括了烃源岩有机质进入成熟门槛后的全部热演化阶段。已发表的几丁虫反射率数据不如笔石的丰富，但其变化趋势和幅度类似于笔石。

牙形刺的分布可以从下古生界一直延续至中生界。牙形刺色变指数（*CAI*）反映了它对光的吸收性质随温度作用的变化。对牙形刺其它光性的研究相对较少，有待探索。

## 六、次生有机质（secondary organic matter）和沥青组（asphalt）

次生有机质指上述各种显微组分演化过程中的次生产物。它虽然不是重要的成烃组分，但对研究显微组分演化、指示烃类的生成有特殊意义。

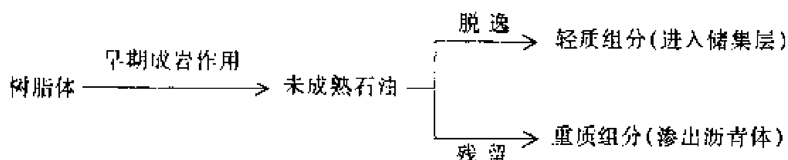
**1. 渗出沥青体（exsudatinite）**（图版Ⅰ-1，3，6，8；Ⅱ-1；Ⅴ-1；Ⅵ-1；Ⅶ-8；Ⅸ-7，9；Ⅹ-1，5；Ⅺ-2）

渗出沥青体主要以裂隙充填物的形式出现，也可以充填在木质细胞或其它生物孔腔内。透射光下橙色至棕色，油浸反射光下黑色。荧光呈桔黄色至淡褐色，随辐照时间增长，荧光正变化，而光谱峰变化不大。

渗出沥青体的鉴别标志是其产状及荧光性，而最令人感光趣的是它与壳质组、腐泥组显微组分的渊源关系。通常渗出沥青体主要见于成熟阶段的源岩（特别是煤）中，是在煤化作用的沥青化阶段（相当于石油窗），由类脂组分排出的一种易流动的次生物质，与石油形成密切相关。产生渗出沥青体的显微组分有树脂体、沥青质体、荧光质体、角质体、木栓质体甚至镜质体等等，它是这些组分进入成熟阶段时排出的似原生稠油的固体沥青，在之后的成熟作用过程中本身还要进一步释放出轻质馏分。

Robert（1981）强调，渗出沥青体仅见于腐殖相中，而未见诸于腐泥相的腐泥煤和油页岩中。但在我国山西浑源、蒲县及贵州水城等地的腐泥煤中却普遍存在与藻类体、沥青质体有关的渗出沥青体。所以，渗出沥青体的出现不仅仅是煤，也可能是其它源岩中石油开始形成的有机岩石学标志。

值得注意的是，熊波等（1989）、赵师庆等（Zhao et al.，1990）的研究表明，在第三纪未成熟的褐煤中也发现了与树脂体有直接关系的渗出沥青体，然而与树脂体共生的角质体并未见渗出沥青体生成（图版Ⅱ-1）。渗出沥青体充填在腐殖组分（镜质组分）的裂隙之中，大部分渗出沥青体与树脂体母体相连，亲缘关系明确。部分渗出沥青体已进入到比较大的裂隙之中，可达几毫米长，并不直接与树脂体相连。渗出沥青体的产状、荧光特性都与树脂体的类型有关，并且，和母体树脂体相比，荧光光谱向红光（长波）方向迁移，光谱最大波长的迁移大约30—50nm，荧光强度也减弱（图2-5）。很显然，渗出沥青体与其母体相比缺少了轻质组分，这部分轻质组分恰恰可能是树脂体在源岩未成熟阶段生成、运移的烃类。即：



这种渗出沥青体的存在表明，未成熟源岩中的树脂体不仅生成了烃类，并且已经发生了初次运移。

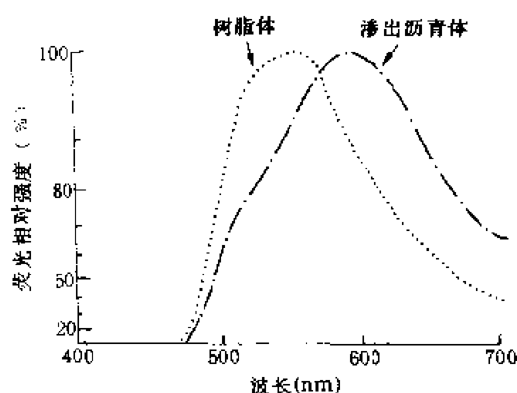



图 2-5 第Ⅱ类树脂体及其渗出沥青体的荧光特征比较

渗出沥青体的荧光性大约在镜质组 $R^o$=0.9-1.0%时消失，其时，渗出沥青体反射率接近镜质组分，源岩干酪根分离破坏其原始产状之后，无法与镜质组分区别。

**2. 微粒体（micrinite）**（图版Ⅺ-1，7；Ⅻ-3）

微粒体是高倍油浸反射光下可见的一种微粒集合体，微粒大小不超过1μm，因其反射色浅白，接近惰性组分，故在国际煤岩学委员会煤岩组分分类中列入惰性组分，但它是富氢的，并不是惰性的。鉴别主要依靠油浸反射光、透射光及荧光下均不易识别。一些颗粒较大的微粒体具有光学各向异性。

微粒体产状较多样，可以是充填原始植物细胞腔，或是在碎屑岩源岩中呈分散的群集微粒体，或与粘土矿物混合组成微层及在无结构镜质体中以纯的线纹、条带产出。它的产出往往与富氢显微组分（包括部分镜质组分）有关，是富氢显微组分热解成烃后的残余物，所以在富含壳质组分、腐泥组分的源岩中特别常见，并且在显微组分热模拟实验的固体残余物中可见到。微粒体开始出现在成熟阶段，直至 $R^o$>2.5%的过成熟阶段仍可看到微粒体。

在一些未成熟源岩中也可看到类似微粒体的组分，但它是腐殖凝胶的碎屑，将向镜质组分转化而不是成为微粒体。

**3. 各向异性体（anisotropinite）**（图版Ⅸ-2，3；Ⅺ-5，9；Ⅻ-4）

各向异性体以强烈的光学各向异性区别于其它显微组分。很多情况下它继承了原先显微组分的结构、形态，有时则可能以一种完全新生的形貌、结构出现。各向异性体的反射率高于共生的镜质组分，它是具有“活性”的显微组分热变质的产物，根据其继承的结构、形态，可以进一步划分亚组分，如各向异性孢子体，各向异性角质体等等。

各向异性体出现的可能条件有二个，一是地质体中的短时局部高温，二是显微组分成烃过程的共碳化作用，二者都可以使显微组分化学结构中的芳香核层片重整，出现小范围的定向性，而在大范围内则杂乱无章，因而在显微镜下就看到了由许多光性方位不一致的颗粒组合成的各向异性体。这样的形成条件与热模拟的条件更相似，所以在热模拟的样品中更易发现各向异性体的存在。

反射正交偏光是研究各向异性体的最可靠方法，透射光和干酪根样品中，无法将它从其它组分中区分出来。对各向异性体的研究，有助于阐明源岩热演化的地质条件及显微组分的成烃机理。

**4. 油珠（oil droplet）和油膜（oil film）**（图版Ⅱ-4；Ⅶ-7）

这是显微镜下直接可见的，由其它显微组分排出的烃类。有时甚至可以用肉眼观察

到某些烃源岩的新鲜切面上渗出油珠。

油珠、油膜在荧光下用干物镜或水浸物镜观察效果极佳，呈绿、黄绿、黄等鲜明的荧光色，荧光变化特征取决于油的成分，通常为随辐照时间增长而衰减的负变化。用油浸物镜观察时，油类之间的反应会使原来没有荧光的浸油呈现模糊不清的雾状荧光。反射光下，由于薄膜干涉现象，呈现美丽的干涉环斑。特征的产状是沿烃源岩的显微缝隙或矿物的解理缝渗出，滴状或串珠状。

油珠和油膜是仅在全岩分析可遇到的组分，干酪根分析无此组分。

**5. 沥青（asphalt）（图版Ⅲ-3）**

沥青的成因复杂，甚至于对“沥青”术语的解释，岐义也相当大。沥青的分类、命名至今悬而未决。由于沥青和油气的密切关系，因而它是源岩、尤其是碳酸盐岩研究中不可回避的问题。

Teichmüller(1982)试图把源岩和储集层中的石油残余物都包括在“渗出沥青体”中，并且把 Jacob(1975)根据反射率、荧光和浸油和/或苯中的显微溶解度划分出的地沥青(asphalt)、硬沥青(gilsonite)、脆沥青(grahamite)、韧沥青(wurtzelite)、黑沥青(albertite)和地蜡(ozokerite)等组分列举为渗出沥青体的几种类型。$R^{o}>0.8\%$者称英普逊沥青(impsonite)。Robert(1979)认为，这些沥青作为石油的固体残余物，产于源岩特别是储集岩中，反射率达到 0.9－1.0%时很易在分离的干酪根样品中与镜质组分混淆。

张爱云等（1987）从我国下古生界海相黑色页岩有机显微组分中划分出了沥青体（原地的）和运移沥青体二种组分。

傅家谟等（1989）在对我国南方碳酸盐岩和北方燕山地区碳酸盐岩进行研究的基础上，根据沥青的产出特点将其划分成原生-同层沥青、后生-储层沥青、岩浆热变质沥青和表生—浅层氧化沥青四个大类。

有一点很明确，就是各种沥青分类方案中都认为沥青有原地生成的和运移的两大部分。烃源岩中原地生成的沥青对于海相碳酸盐岩和下古生界有机质热演化研究尤为重要，沥青反射率常常是唯一可替代镜质组反射率的成熟作用指标。

目前，沥青有机岩石学研究在分类问题上仍主要依赖产状特征。在没有厘定“沥青”术语的含义之前，很难综合出具有可以比较的光性特征的统一分类。

## 第三节　显微组分组成

上述各种显微组分的性质与特征各不相同。性质与特征各异的组分组合就构成了源岩有机质类型和性质的丰富多彩性。

### 一、显微组分组成与有机质类型

根据源岩干酪根所表现出的化学性质，源岩中的有机质被划分为腐泥型（Ⅰ型）、过渡型（Ⅱ型）和腐殖型（Ⅲ型）三种类型。这种有机质类型实际上是根据显微组分混合物的平均化学成分在 van krevelen 图解上的演化轨迹划分出来的。有机质类型的差别，实

质上是显微组分组成的差别（表2-12），由于镜质组、惰性组、壳质组和腐泥组构成了源岩有机质的绝大部分，所以也就是它们组成上的差别。

表2-12　不同类型有机质的显微组分组成

| 组分＼类型 | 镜质组 | | | 壳质组 | | | | | | 惰性组 | | | | | 腐泥组 | | | 备　注 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 结构镜质体 | 无结构镜质体 | 镜屑体 | 孢子体 | 树脂体 | 角质体 | 木栓质体 | 荧光质体 | 壳屑体 | 丝质体 | 半丝质体 | 粗粒体 | 菌类体 | 惰屑体 | 藻类体 | 沥青质体 | 矿基物沥青质 | |
| Ⅰ型有机质 | — | + | + | 卄 | — | — | — | — | 卄 | — | — | — | + | + | 卌 | 卌 | 卌 | 相当Ⅰ型干酪根 |
| Ⅱ型有机质 | + | + | + | 卄 | + | + | 卄 | — | + | + | + | — | + | + | 卄 | 卄 | 卄 | 相当Ⅱ型干酪根 |
| Ⅲ型有机质 | 卄 | 卌 | + | + | + | + | + | + | + | 卌 | 卌 | + | + | + | + | + | —或+ | 相当Ⅲ型干酪根 |

注：卌主要组分；卄常见组分；＋次要组分；—一般不存在。

造成显微组分组成差别的原因，一是原始物源不同，二是沉积环境和微生物改造作用的差异。对于煤层而言，有机质都是原地堆积的，原始物源的差别是最主要的。而对于碎屑岩和碳酸盐岩，沉积环境的控制作用更明显，腐泥物质的形成往往与滞流缺氧的特定环境有关；惰性组、镜质组和壳质组等腐殖物质则是沉积物的碎屑成分，必然按其颗粒大小、形状、比重和抗磨蚀性被分选。像惰性组分性脆易碎，抗磨性差，经过不长距离搬运便成为细小的碎屑，但有时盆地边缘森林火灾形成的丝质体也可能会被风力送至比较远的地方还见棱见角，呈比较大的碎片出现。壳质组分比重小、性韧抗磨，其化学成分对地表地质营力的侵蚀破坏非常稳定，故而在煤岩学中也被称为稳定组分（liptinite），壳质组分很容易被水流、风力运送，散布在各种环境的沉积物中。镜质组分的性质介于惰性组分和壳质组分之间。若镜质组分的先质是腐殖溶胶的话，则可能出现在沉积盆地的较深水相带。源岩形成于不同的环境中，自然也就有不同的显微组分组成。

**1. Ⅰ型有机质**（图版Ⅷ-1、2）

Ⅰ型有机质的显微组分组成简单。腐泥组含量60%以上，壳质组含量0—40%，镜质组＋惰性组含量一般小于10%。

常见的富集的Ⅰ型有机质，如各种腐泥煤（藻煤、烛藻煤等），主要的显微组分是藻类体和沥青质体，孢子体也是腐泥煤的常见组分。一般不存在惰性组分或偶尔见丝质体碎屑和惰屑体。沥青质体作为基质，而藻类体A和孢子体则是被基质"胶结"的形态分子。一些腐泥煤中，无结构镜质体含量可达15%左右，呈条带状、脉状出现。进入成熟阶段常见渗出沥青体和微粒体等次生显微组分，渗出沥青体充填于无结构镜质体的垂直楔形裂隙或孢子体的空腔中，微粒体分布在沥青质体中。

矿物沥青基质和沥青质体是Ⅰ型有机质分散的源岩中占优势的组分，但也常见藻类体和孢子体。含煤岩系的油页岩一般都有比较多的无结构镜质体和镜屑体，当无结构镜质体和镜屑体含量超过20—30%时，有机质的类型就会发生变化，成为过渡型Ⅱ型有机质。

我们对海相源岩的研究还很少，海相源岩的显微组分研究仍然是今后需要进一步开

展的工作。目前研究过的少数海相源岩都属Ⅰ型有机质，显微组分几乎只有矿物沥青基质，因其中有机质丰度低，荧光强度不及陆相的Ⅰ型有机质。除此之外，有少量的藻类体和孢子体。

**2. Ⅱ型有机质**（图版Ⅷ-7）

Ⅱ型有机质是过渡型有机质，其显微组分组成以腐泥组和壳质组为主，矿物沥青基质、藻类体和孢子体等组分最常见，含量约40—80%。镜质组分和惰性组分含量可达20—55%，结构镜质体、丝质体、菌类体（菌孢子）都常见。

虽然壳质组分的有机元素组成是典型的Ⅱ型有机质，但一般情况下，单纯由壳质组组成的源岩罕见，只是煤系有例外，煤层常有极富壳质组分的夹层或透镜体，如孢子暗煤、角质暗煤、含琥珀（树脂体）暗煤和树皮残殖煤等。纯净的树脂体甚至是Ⅰ型有机质（贾蓉芬等，1987）。

一般的Ⅱ型有机质都是矿物沥青基质、藻类体等腐泥组分和镜质组分、惰性组分等腐殖物质的混合，根据我国源岩具体情况划分的$Ⅱ_1$型和$Ⅱ_2$二个亚型反映了这种混合的过渡性。

**3. Ⅲ型有机质**（图版Ⅷ-3，9）

典型的Ⅲ型有机质是镜质组分和惰性组分。通常，平均化学成分为Ⅲ型的有机质，其显微组分组成却非常复杂。

Ⅲ型有机质中占优势的显微组分是镜质组分和惰性组分，二者的含量大于55%。常见结构镜质体、丝质体和半丝质体等保存原始植物细胞结构的组分。干酪根镜鉴时看到的主要组分是镜屑体和惰屑体。一般都有孢子体、木栓质体、角质体和树脂体等高等植物壳质物质和分泌物。甚至也可以看见藻类体、沥青质体等腐泥组分。

最能体现Ⅲ型有机质复杂性的就是煤。习惯上煤被当作Ⅲ型干酪根的典型，这是一种误解，煤这一术语包括了腐泥煤、腐殖煤和残殖煤等各种成因类型，而腐泥煤是典型的Ⅰ型有机质，孢子暗煤、含琥珀暗煤、树皮煤等残殖煤则是典型的Ⅱ型有机质。就是从腐殖煤的显微组分组成上看，Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ型有机质的典型组分皆可出现，只不过大部分腐殖煤中镜质组分和惰性组分含量最丰，所以平均化学性质更接近镜质组和惰性组。认识腐殖煤显微组分组成的复杂性，对煤系烃源岩的评价尤为重要。

Ⅲ型有机质中壳质组分含量一般2—10%，可高达25%左右，主要是孢子体、角质体、树脂体和壳屑体，它们往往富集在煤的局部微层或作为沉积物的碎屑成分分散在碎屑岩中，虽然在显微组分组成数量上不是最重要的，但却是成烃的重要贡献者。壳质组分的组成可能影响Ⅲ型有机质的成烃性质和潜力。

## 二、显微组分组成的统计定量

由于显微组分组成能更客观地反映烃源岩有机质的性质和成烃潜力，所以，在有机岩石学中趋向于用更具有定量性质的显微组分组成来取代有机质类型这样笼统的描述。

方法上，对全岩样品采用反射光和荧光分析相结合，依照国际煤岩学委员会推荐的

颗粒数点计数方法（ICCP，1975）。在实际工作中，岩芯和经挑选的岩屑样品都可以采用。首先是将样品破碎、缩分，然后与一定比例的胶结物混合，制成柱状光片抛光。胶结物通常是环氧树脂、不饱和聚酯树脂或有机玻璃粉。环氧树脂、不饱和聚酯树脂都带有强烈的荧光，会给鉴别组分造成不便。现在国内一些单位使用的 Buehler TRANSOPTIC 有机玻璃粉的荧光较弱，比较适合荧光分析，但它渗入微孔隙和胶结的能力略差于环氧树脂和不饱和聚酯树脂，磨制抛光过程中，粘土矿物易吸水膨胀，造成颗粒脱落，影响抛光面的质量。

据 Mackowsky（1982）介绍，对于煤的显微组分定量，最大煤粒粒径、光片面积、统计所需的光片个数三者之间的关系如表 2-13。黄第藩等[①] 研究认为这种关系同样适合烃源岩有机显微组分的统计定量。统计工作需要一台带有颗粒计数器（又称显微求积仪）的显微镜，油浸物镜下总放大倍率 400 倍以上（矿物质统计在干物镜下，总放大倍率 200 倍以上），以一定的点距、线距移动，计数目镜十字经交点下的显微组分。按 Mackowsky 的意见，应根据最大颗粒的粒径选择点距和线距，其通常为最大粒径的一半：$S=1/2d_{max}$。从统计学的角度考虑，要求有效统计点（光片表面的孔穴、隙缝、凹坑为无效统计点）500 个以上，且必须满足表 2-13 的各种关系，否则，即使是采用加密点距和线距的方法以期得到更多的有效点数，也不能被认为是具有代表性的统计结果。

表 2-13

| 最大煤粒直径（mm） | 光片面积（$mm^2$） | 统计所需的光片个数 |
|---|---|---|
| 5 | 55×55 | 5 |
| 3 | 35×35 | 3 |
| 1 | 25×25 | 1 |

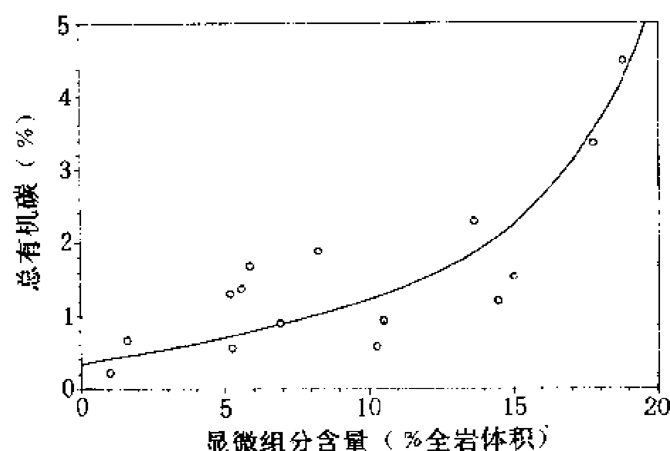



图 2-6 酒东盆地白垩系烃源岩有机显微组分含量与总有机碳关系

① 黄第藩、陶国立、王铁冠等，1990，酒东盆地石油地质地球化学综合研究和远景评价。

上述方法的统计结果表示为显微组分的体积百分比。显微组分占全岩体积的百分比同样是烃源岩有机质丰度的有效度量。Smyth 等（1984）在澳大利亚 Eromanga 盆地的研究中得出烃源岩分散有机物（DOM）（体积%）和总有机碳 $C_{org}$（重量%）之间大致符合这样的关系：

$$C_{org} = DOM \times 0.5 \times n$$

这里，DOM 乘以 0.5 的系数是因为分散有机物中大约一半是结合非常致密的无机矿物（粘土、石英、黄铁矿等）；$n$ 值为显微组分的元素碳的含量，随成熟作用变化而变化，由未成熟至高成熟、过成熟，取值约 60—90%。我国酒东盆地白垩系烃源岩有机显微组分含量和岩石总有机碳含量存在明显的正相关关系（图 2-6），诚然，要获得两者之间的精确数学关系，还需要考虑体积百分比和重量百分比之间的基准换算，其中将涉及不同显微组分的比重、不同矿物物质的比重等问题。但至少可以肯定，源岩有机显微组分的定量统计结果作为烃源岩有机质丰度的另一种表示方式，用于烃源岩评价是有其理论依据和经过实际检验的（见第十四章第一节）。

**表 2-14　酒东盆地白垩系烃源岩显微组分统计定量矿物沥青基质中有机物含量的分析**

| 样品 | 深度（m） | 总有机碳（%） | 干酪根分析 | 全岩分析 | 无定形有机物相对矿物沥青基质的含量（%） | 显微组分含量（包括矿物沥青基质隐含的有机物）（占全岩%） | 矿物沥青基质的相对荧光强度，I[illegible] |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 腐泥无定形体（占全岩%） | 矿物沥青基质（占全岩%） | | | |
| JY-2 | 2261.0 | 0.57 | 1.14 | 9.84 | 11.58 | 5.26 | 10.30 |
| JY-3 | 2263.0 | 0.90 | 4.55 | 21.22 | 21.44 | 6.90 | 9.65 |
| JY-5 | 2472.7 | 1.88 | 3.10 | 28.93 | 10.72 | 8.26 | 9.30 |
| JY-6 | 2479.5 | 1.36 | 3.18 | 19.58 | 16.24 | 5.60 | 8.60 |
| JY-7 | 2551.5 | 1.20 | 4.96 | 59.83 | 8.35 | 14.45 | 8.30 |
| JY-8 | 2696.0 | 1.30 | 0.38 | 2.91 | 13.06 | 5.19 | 8.30 |
| JY-9 | 2752.0 | 1.69 | 1.60 | 5.08 | 31.50 | 5.91 | 8.40 |
| JY-10 | 2830.5 | 2.29 | 2.70 | 24.88 | 11.05 | 13.61 | 8.26 |
| JY-13 | 2989.0 | 3.36 | 5.20 | 36.27 | 14.34 | 17.72 | 8.05 |
| JY-14 | 3123.0 | 4.50 | 6.80 | 39.35 | 17.28 | 18.76 | 7.73 |
| JY-15 | 3259.6 | 1.54 | 6.57 | 40.50 | 16.22 | 15.00 | 8.39 |
| JY-16 | 3335.5 | 0.93 | 3.10 | 24.89 | 12.41 | 10.47 | 7.45 |
| JY-17 | 3469.5 | 0.57 | 2.44 | 17.10 | 14.27 | 10.25 | 7.36 |
| JY-19 | 3756.0 | 0.68 | 0.22 | 8.95 | 2.46 | 1.63 | 6.01 |
| JY-41 | 1203.0 | 0.23 | 0.50 | 13.42 | 3.72 | 0.99 | 11.71 |

显微组分统计定量以全岩样品的反射光和荧光分析为主，并不意味着排斥干酪根样品和透射光分析。干酪根样品和透射光分析方法在无定形有机物研究、组分细微结构观察、特别是微体化石和动物碎屑鉴定方面的作用是不可能被替代的。反射光和荧光下全岩样品中看得着的无定形有机物数量甚少，如本章第二节所述，它多是以矿物沥青基质的形式出现。全岩的显微组分统计定量时，会遇到这样的问题，一方面，直接把矿物沥青基质计入有机组分显然不合适，因为有些生油岩中的矿物沥青基质含量可达 70—80%以上，有机质只占其中的一部分；而另一方面却又因为矿物沥青基质中隐含的有机物可能占源岩有机质的绝大多数，必须考虑将其计入有机组分。正确估计这部分隐含在矿物

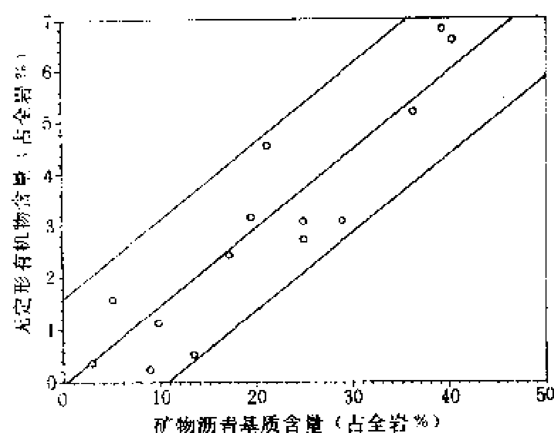



图 2-7　营参 1 井白垩系源岩矿物沥青基质含量与无定形有机物含量的关系

沥青基质中的有机物的数量，对于烃源岩的有机岩石学评价至关重要。表 2-14 列出了我国酒东盆地营参 1 井白垩系全岩和干酪根富集物显微组分统计分析的有关数据，白垩系烃源岩中矿物沥青基质含量在 2—40%之间，被认为是主要的成烃母质。为了解矿物沥青基质中隐含的有机物质的数量，对样品进行了全岩光片的显微组分定量；同时，还富集了干酪根，供透射光下镜鉴；干酪根的处理计量了 2.1 比重液浮选的干酪根回收率。结果表明，全岩样品中矿物沥青基质的含量与干酪根中小于 2.1 比重富集物的无定形有机物含量有良好的正相关关系（图 2-7），据此，折算出了矿物沥青基质中隐含的有机物的数量（表 2-14）。一般情况下，只有矿物沥青基质中有机物的“浓度”相当的时候，才可能出现这种简单的相关关系。事实如此，基质中有机物的相对含量（“浓度”）基本稳定在 10—20%左右，荧光分析表明，营参 1 井白垩系源岩中矿物沥青基质的荧光强度主要随埋藏深度变化，反映了成熟作用的影响[①]。

① 黄第藩、陶国立、王铁冠等，1990，酒东盆地石油地质地球化学综合研究和远景评价。

# 第三章　烃源岩的可溶组分——潜在的与残留的烃类

## 第一节　可溶组分及其族组成

烃源岩是曾经生成和释放出足够数量烃类的沉积岩，其中不同程度地富含有机质。在适当的地质条件下，有机质被加热生成烃类，岩石在烃类生成后释放出烃类。因此，实质上烃源岩中的有机质应是残余有机质，通常用有机试剂（如氯仿、二氯甲烷、酒精-苯等）从烃源岩中萃取的抽提物，即为这些残余有机质中的可溶组分。在实验室，一般采用各种色谱法（如柱色谱法、棒色谱法、薄层色谱法或高压液相色谱法），可以将烃源岩的可溶组分进一步区分为不同的族组成，即饱和烃、芳烃、非烃和沥青质四种馏分；其中饱和烃与芳烃可统称为总烃，是烃源岩中现存的烃类，也可以将总烃馏分视为烃源岩中潜在的（烃类未充分释放的情况下）或残留的（烃类充分释放的情况下）烃类。由于成烃原始母质类型、沉积-成岩环境等方面的明显差异，烃源岩可溶组分的族组成以及饱和烃与芳烃馏分的组成也会有显著的差别。

对我国12个陆相含油气盆地、4个碳酸盐岩地区，以及38个煤矿区的总计349个烃源岩样品的分析统计数据表明，烃源岩可溶组分的族组成与其干酪根类型（或有机质类型）有关，即随着Ⅲ型干酪根（或有机质）向Ⅰ型干酪根（或有机质）过渡，可溶组分的总烃与饱和烃含量递增，芳烃含量递降；煤系烃源岩的饱和烃含量一般均低于芳烃含量，饱/芳值小于1，随成熟作用加深（$R^o$值增高），芳烃含量增大、饱/芳值下降；非煤系和碳酸盐岩烃源岩，饱/芳值通常都大于1（表3-1）。

各类烃源岩的可溶组分族组成特征表现为：

### 1. 碳酸盐岩

总烃含量约占可溶组分的15－60%，平均约为30%，其中以饱和烃为主，常为总烃含量的75%。因此，饱/芳值可达3。

### 2. 泥质岩（非煤系）

族组成特征明显受烃源岩干酪根类型的影响，Ⅰ型干酪根类型的烃源岩中，总烃含量较高，常占族组成的50%以上，平均为59.6%，其中饱和烃占明显优势，饱/芳值常大于2.3；而在以Ⅲ型干酪根为主的烃源岩中，总烃含量明显较低，其中以芳烃为主，饱/芳值降低到0.51。

### 3. 煤系（煤、碳质泥岩、泥岩和油页岩）

可溶组分的芳构化程度普遍较高，除腐泥煤外，饱/芳值一般均小于1。煤系烃源岩

表 3-1　我国各类烃源岩可溶组分族组成

| 烃源岩类型 \ 族组成特征 | | 总烃平均含量**（%） | 族组成（%） 饱和烃 平均值* | 饱和烃 范围 | 芳烃 平均值* | 芳烃 范围 | 非烃＋沥青质 平均值* | 非烃＋沥青质 范围 | 饱/芳 | 样品个数 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 碳酸盐岩烃源岩 | | 30.5 | 22.9 | 8.0—50.0 | 7.6 | 2.2—14.3 | 69.5 | 47.5—89.3 | 3.0 | 35 |
| 泥质岩（非煤系）烃源岩 | Ⅰ型干酪根 | 59.6 | 43.0 | 39.9—70.0 | 16.6 | 10.0—26.0 | 40.4 | 14.0—40.0 | 2.6 | 63 |
| 泥质岩（非煤系）烃源岩 | Ⅱ型干酪根 | 43.0 | 25.5 | 16.0—60.0 | 17.5 | 8.0—32.0 | 57.0 | 23.1—70.0 | 1.5 | 130 |
| 泥质岩（非煤系）烃源岩 | Ⅲ型干酪根 | 32.8 | 11.1 | 8.0—28.3 | 21.7 | 14.2—32.0 | 67.2 | 30.0—81.0 | 0.5 | 19 |
| 煤系烃源岩 | 腐泥煤 | 40.6 | 21.0 | 9.5—36.3 | 19.6 | 12.5—27.4 | 59.4 | 45.1—72.0 | 1.1 | 8 |
| 煤系烃源岩 | 腐殖-腐泥煤 | 38.9 | 13.3 | 7.5—18.9 | 25.6 | 8.6—37.3 | 61.1 | 55.2—73.0 | 0.5 | 6 |
| 煤系烃源岩 | 腐殖煤 残殖煤 | 45.4 | 16.5 | 4.2—39.3 | 28.9 | 16.6—37.9 | 54.6 | 28.4—79.2 | 0.6 | 3 |
| 煤系烃源岩 | 腐殖煤 腐殖煤 $R^{o}<0.5$ | 29.7 | 8.1 | 1.2—22.4 | 21.6 | 11.3—40.4 | 70.3 | 50.6—83.5 | 0.4 | 23 |
| 煤系烃源岩 | 腐殖煤 腐殖煤 $0.5<R^{o}<1.0$ | 37.1 | 7.3 | 1.7—20.2 | 29.8 | 18.4—53.0 | 62.9 | 37.9—74.9 | 0.3 | 30 |
| 煤系烃源岩 | 腐殖煤 腐殖煤 $R^{o}>1.0$ | 42.2 | 5.2 | 2.5—13.0 | 37.0 | 25.5—50.3 | 57.8 | 47.6—71.5 | 0.1 | 14 |
| 煤系烃源岩 | 煤系泥质岩 | 48.7 | 22.3 | 6.0—49.5 | 26.4 | 13.1—40.5 | 51.3 | 15.2—71.9 | 0.9 | 18 |

* 加权平均值。

** 据饱和烃和芳烃加权平均值计算。

可溶组分族组成特征，因其有机质类型不同而有差异：

(1) 腐泥煤　　总烃含量相对较高，常为 40%，饱/芳值也略大于 1；可溶组分族组成特征大致接近于非煤系Ⅱ型干酪根类型泥质岩烃源岩。这与其腐泥组分含量高相符，反映低等水生生物藻类和细菌的生源贡献。

(2) 残殖煤　　由于富集了大量壳质组分（如角质体、木栓质体、孢子体等），因而具较高成烃潜力。可溶组分中总烃含量相对较高，可达 45.4%，略高于非煤系Ⅱ型干酪根类型泥质岩；但残殖煤的芳烃明显高于饱和烃，饱/芳值仅为 0.57，而不同于Ⅱ型干酪根泥质岩，后者的饱/芳值为 1.46。

(3) 正常腐殖煤　　可溶组分特征明显与煤化（成熟）程度相关。未成熟煤（褐煤）的总烃含量仅 29.3%，饱/芳值为 0.57，均接近于非煤系Ⅲ型干酪根类型泥质岩。成熟煤（烟煤）的总烃含量随煤化（成熟）程度增高而增长，饱/芳值则随之下降；$R^{o}\geqslant1.0$ 的烟煤总烃平均含量为 42.2%，接近于非煤系Ⅱ型干酪根类型泥质岩，但饱/芳值仅为 0.1，明显低于Ⅱ型干酪根类型泥质岩，表现出总烃组成上的显著差别。

(4) 煤系泥质岩　　总烃含量为 48.7%，介于非煤系Ⅰ型与Ⅱ型干酪根类型泥质岩之间，但饱/芳值为 0.85，均低于Ⅰ型和Ⅱ型干酪根类型泥质岩。

烃源岩可溶组分的族组成特征，在一定程度上也体现了各类源岩形成的烃类的族组成。通常，由于排烃效应的影响，分子结构较为简单的轻质成分比大分子的重质成分更易于从烃源岩中释放出来，因此，从烃源岩排出的液态烃类的组成，与其源岩可溶组分相比较，轻质成分更为富集。尤其是在源岩吸附作用比较显著的煤系地层中，排烃效应特别明显。

## 第二节 饱和烃馏分的组成

烃源岩的可溶组分中，饱和烃馏分是数量上最重要的组成部分。除了在煤系地层烃源岩中，通常饱和烃馏分含量低于芳烃馏分，属于次要的有机组分以外，在非煤系的成熟烃源岩中，可溶组分的大部分均由饱和烃组成。烃源岩的饱和烃馏分常包含着多种多样的化合物成分，这些化学成分的碳数范围、分子结构、立体化学构型和数量分布，可能会因烃源岩有机组分的生源母质、成熟度与演化程度不同而异。因此，仔细研究烃源岩饱和烃馏分的组成，可以获得大量地质信息，其中很多化合物都可作为“生物标志物”进行研究。

顾名思义，生物标志物首先具有成因意义，可以反映烃源岩可溶有机组分的原始母质、生源构成，乃至沉积环境等信息。表 3-2 简明地总结归纳了各类烃源岩饱和烃馏分中，常见生物标志物的类别、分子结构类型、生源意义及在地质体中的分布状况。

现就烃源岩中常见的各类生物标志物简介如下（结构式参见图 3 1）。

### 一、无环链烷烃类

#### 1. 正烷烃

在未遭受明显生物降解的烃源岩中，正烷烃几乎总是其饱和烃馏分的主要组成，通常检测到的碳数分布范围为 $C_{13}-C_{35}$ 左右，因样品的地质条件或分析试验条件不同而有所差异。碳数小于 $C_{22}$ 的正烷烃标志着菌藻类低等水生生物脂肪酸的生源；碳数大于或等于 $C_{22}$ 的正烷烃通常属于高等植物上表皮蜡起源，在低成熟阶段可具有明显的奇偶优势，显示出 $C_{27}$、$C_{29}$ 或 $C_{31}$ 主峰特征。此外，某些细菌也可具有长链脂肪酸，并形成大于或等于 $C_{22}$ 正烷烃，但不会呈现出奇偶优势和 $C_{27}$、$C_{29}$、$C_{31}$ 主峰。在遭受生物降解的烃源岩中、正烷烃最易于被破坏。

#### 2. 异构、反异构和中间分支的支链烷烃

这类支链烷烃只具一个甲基分支，甲基的取代碳位不同，而有不同结构类型。所有这些结构类型不具奇碳数优势者均见于细菌类脂物之中，因此判断这些烃类属于细菌生源。例如，在贵州水城腐泥煤中检测出相当发育的 $C_{12}-C_{32}$ 反异构烷烃系列，以及发育程度稍差的异构烷烃系列与不规则类异戊二烯烷烃，总计含量占饱和烃馏分的 8.9%，由于这些分子结构并非高等植物和水生生物藻类的特征性产物，而不规则类异戊二烯又可作为细菌生源标志、因此认为这些异构、反异构烷烃也属成煤过程中的细菌生源产物。

#### 3. 类异戊二烯烷烃

由异戊间二烯基本骨架单元组成，包括三种不同的连接型，即规则的头对尾型、不规则的头对头型和尾对尾型。其中小于或等于 $C_{20}$ 的规则类异戊二烯主要来源于叶绿素的植醇侧链，属于植物色素生源。此外，大于 $C_{20}$ 的规则类异戊二烯烷烃和全部不规则的类异戊二烯烷烃，均属于细菌和古细菌生源的产物。

表 3-2　饱和烃馏分中常见的生物标志物

| 化合物分类 大类 | 化合物分类 亚类 | 分子结构类型* | 生源意义 | 地质体中分布状况 |
|---|---|---|---|---|
| 无环链烷烃类 | 正烷烃类 | <$C_{20}$同系物 | 菌藻类生源 | 普遍分布 |
| | | ≥$C_{22}$同系物 | 高等植物蜡质生源 | |
| | 支链烷烃类 | 异构型、反异构型、中间支链型 | 细菌生源 | 有限分布 |
| | 类异戊二烯烃类 | 规则型（头对尾型）≤$C_{20}$ | 光合植物色素生源 | 普遍分布 |
| | | 规则型（头对尾型）>$C_{20}$ | 古细菌生源 | 常见于盐湖沉积与腐泥煤中 |
| | | 不规则型（头对头型与头对尾型） | 细菌或古细菌生源 | |
| 环状萜类 | 倍半萜类 | 杜松烷型、雪松烷型、花侧柏烯型、桉叶油烷型 | 高等植物树脂生源 | 多见于煤系和陆源沉积 |
| | | 补身烷型（$C_{14}$—$C_{16}$） | 细菌生源 | 较普遍分布 |
| | | 烷基氢化茚型 | 不详 | 有限分布 |
| | 二萜类 | 半日花烷型（只限 $C_{20}$） | 裸子植物树脂生源 | 多见于煤系，陆源沉积可见 |
| | | 海松烷型、松香烷型、罗汉松烷型 | | |
| | | 白叶烷型、扁枝烷型、贝壳杉烷型 | | |
| | 二倍半萜类 | 脱 A-羽扇烷型 | 高等植物生源 | 陆源沉积 |
| | | 四环萜烯或五环萜烷型（具 m/z 313、318） | 可能高等植物生源 | 见于煤系 |
| | 三萜类 | 藿烷型（只限≤$C_{30}$） | 蕨类植物生源 | 可能存在于煤系或陆源沉积中 |
| | | 奥利烷型、乌散烷型 | 被子植物生源 | 陆源沉积与煤系中常见 |
| | | 羽扇烷型、蕨烷型 | | |
| | | 双杜松烷型 | 被子植物树脂生源 | 仅见于东南亚陆相沉积 |
| | | 伽马蜡烷型 | 原生动物生源 | 盐湖环境发育 |
| | 四萜类 | 胡萝卜烷型 | 植物色素生源 | 强还原环境 |
| 长侧链环状萜类 | 长侧链单环萜类 | 烷基环已烷型（系列） | 细菌或高等植物生源 | 盐湖或煤系 |
| | | 烷基苯型（系列） | 高等植物生源 | 煤系常见 |
| | 长侧链二环萜类 | 补身烷-半日花烷系列（$C_{14}$—$C_{24}$） | 菌藻生源 | 海相与湖相沉积中发育、腐殖煤中较少见 |
| | 长侧链三环萜类 | 常规三环萜烷系列（$C_{19}$—$C_{45}$）以 13α（H），14β（H）-构型为主 | | |
| | | 13α（正烷基）-三环萜烷系列（$C_{15}$—$C_{23}$） | | |
| | 长侧链四环萜类 | 四环萜烷系列（$C_{24}$—$C_{27}$） | 细菌生源 | 较普遍分布 |
| | 长侧链五环萜类 | 藿烷（型）系列（$C_{27}$，$C_{29}$—$C_{35}$） | | 普遍分布 |
| 甾类 | | 孕甾烷系列 | 藻类生源 | 海相与湖相沉积发育 |
| | | $C_{27}$+$C_{28}$甾烷型 | | |
| | | $C_{29}$甾烷型 | 藻类或高等植物生源 | |
| | | 4-甲基甾烷型、甲藻甾烷型 | 沟鞭藻（甲藻）生源 | 湖相沉积有限分布 |
| | | 羊毛甾烷型（系列，$C_{30}$—$C_{32}$） | 非光合真核生物生源 | |

* 每亚类生物标志物按照分子结构特点进一步划分成不同的结构类型或（和）系列。每种结构类型中包含该结构的异构体、降解和芳构化衍生物，这些异构体或衍生物在生源成因上密切相关；系列是指该结构的同系物（或假同系物）的总和。

| 类别 | 化合物 |
| --- | --- |
| 无环链烷烃类 | 正烷烃；异构烷烃；反异构烷烃；中间甲基分支支链烷烃；规则类异戊二烯烷（头对尾型）；不规则类异戊二烯烷（头对头型）；不规则类异戊二烯烷（尾对尾型） |
| 倍半萜类 | 杜松烷；补身烷；桉叶油烷；花侧柏烯；雪松烷 |
| 二萜类 | 半日花烷；松香烷；海松烷；白叶烷；扁枝烷；贝壳杉烷 |
| 三萜类 | γ-蜡烷；奥利烷；乌散烷；羽扇烷；藿烷；双杜松烷 |
| 二倍半萜类 | 脱羽扇烷 |
| 四萜类 | β-胡萝卜烷 |
| 长链环状萜类 | $R_1$: H, $C_1$　$R_2$: $C_1$　烷基环己烷；烷基苯<br>$n=0—3^+$　三环萜烷系列<br>R=H, $C_1—C_3$　四环萜烷系列<br>R=H, $C_1—C_{7^+}$　藿烷系列 |
| 甾类 | R=$CH_3—C_6H_{13}$　孕甾烷系列<br>R=$CH_3—C_2H_5$　5α(H), 14α(H), 17α(H)-甾烷<br>R=H, $CH_3—C_2H_5$　5α(H), 14β(H), 17β(H)-甾烷<br>R=$CH_3—C_2H_5$　重排甾烷<br>R=H, $CH_3—C_2H_5$　4-甲基甾烷 |

图 3-1　烃源岩生物标志物基本骨架结构例举

## 二、环状萜类

### 1. 倍半萜类

烃源岩饱和烃中检测出的倍半萜大都具有双环结构，按其基本骨架形式划分为下述分子结构类型，每种类型均可包含其同源异构体、芳构化产物与降解产物。

（1）杜松烷型、雪松烷型、花侧柏烯型和桉叶油烷型　均属高等植物香精油或树脂的组分、多见于煤系地层烃源岩中。

（2）补身烷型　包括$C_{14}$—$C_{16}$补身烷系列及$C_{15}$重排补身烷等，此类倍半萜烷分布广泛，可能出现于各种不同地质时代、不同环境的烃源岩中，并且与藿烷系列伴生，据认为属于细菌生源标志物，可能由细菌生源的五环三萜烷藿烷C环开环降解而衍生。

（3）烷基氢化茚型　具有一个五员环的双环倍半萜，成因不详。

### 2. 二萜类

该类化合物是典型的裸子植物树脂成因的标志物，具二至四环结构，依据分子结构与生源的差异，可分为如下类型：

（1）半日花烷型　双环二萜类，其骨架属于树脂二萜类的基本骨架型之一。单个产出的$C_{20}$半日花烷也曾发现于煤样中，理应属于树脂植物生源标志物。但是，在河北卢龙侏罗系腐泥煤（藻煤）中，检测出$C_{14}$—$C_{23}$补身烷系列，其中$C_{20}$成员即为半日花烷。据研究，这种长侧链补身烷系列是由菌藻生源的三环萜烷系列C环开环降解而形成的。因此，长链补身烷系列中的$C_{20}$半日花烷，则应属菌藻生源的产物。

（2）海松烷型、松香烷型与罗汉松烷型　三环二萜类，系裸子植物针叶树树脂生源的标志物，其分子的环系骨架完全相同，仅在C-13位上的取代型式有差别：具有甲基和乙基两个取代基者为海松烷型，呈单个异丙基取代者系松香烷型，而不具任何取代基团者属罗汉松烷型。其中海松烷型与松香烷型相对较为发育，这两种类型的三环二萜类具有很多降解和芳构化衍生物，常见于中、新生界煤系地层和非煤系富陆源母质的湖相烃源岩中，尤其在未成熟—低成熟沉积物（例如，褐煤）中更为发育。海松烷型的三环二萜烷还普遍见于华北地区石炭—二叠系煤系烃源岩中，但含量较低。

（3）白叶烷型、扁枝烷型和贝壳杉烷型　四环二萜类，前身物为南洋杉科和罗汉松科裸子植物的叶树脂。这三种类型的环系骨架完全相同，差别在于C-17甲基的取代位置和C-8、C-10位氢原子的构型。目前，这三种类型标志物在我国仅见于石炭-二叠系煤系中，华北地区石炭-二叠系煤系普遍发育较完整的四环二萜系列标志物，华南二叠系煤系中则可能发育不完全，如浙江长兴煤矿煤样中仅发现白叶烷，而贵州水城腐泥煤和腐殖煤中均不含四环二萜烷。这种生物标志物的分布差异，可能反映古植物群落组合的差别。

### 3. 二倍半萜类

在我国各地质时代烃源岩中，已知环状分子结构的二倍半萜类生物标志物只发现一种，即脱A-羽扇烷，具四环环系骨架，系由羽扇烷骨架前身物A环开裂降解而成，属典

型高等植物生源标志物，常见于煤系烃源岩中。此外，在我国的煤样中，经常发现一系列未知结构的四环萜烯或五环萜烷类二倍半萜，其质谱具 $m/z$313（碎片离子）和 $m/z$318（分子离子）两个特征离子峰，可能属于陆源高等植物生源产物。

#### 4. 三萜类

大多具五环环系骨架，其中 E 环为五员环或六员环。个别具四环环系骨架（如芒柄花烷），但较少见。

（1）藿烷型　五环三萜烷，E 环为五员烷，$C_{30}$藿烷在 C-21 位上有异丙基取代。具藿烷型分子骨架的 $C_{30}$藿烯醇（如里白醇等）常见于蕨类植物中；因此，$C_{30}$藿烷及其降解产物可能源于蕨类高等植物生源；但是，在地质样品中难于与细菌生源的藿烷与降藿烷系列区分。

（2）奥利烷型和乌散烷型　五环三萜烷，E 环为六员环，环系骨架相同，两者区别在于：奥利烷型有 9β-、13α、20α-和 20β-甲基，而乌散烷则有 8β-、10β-、9β-和 20α-甲基。这两种类型包含环系中有双键的烯烃在内，都属典型的高等被子植物生源标志物。国外文献中，奥利烷广布于具陆源母质的第三系浅海三角洲沉积中（如尼日尔三角洲）。我国陆相湖泊、沼泽环境沉积的烃源岩多见奥利烷，其层位可追溯到侏罗系（鄂尔多斯盆地）。在不成熟的煤系烃源岩中也可发现各种奥利烯和乌散烯（如广西百色盆地第三系百岗组），但对乌散烷却很少有报道。

（3）羽扇烷型和蕨烷型　E 环为五员环的五环三萜烷。两者差别在于：羽扇烷型有 4α-、8β-、10β-、14α-、17β-甲基和 19α-异丙基，而蕨烷型有 5β-、9β-、13α-、14β-、17α-甲基和 21α-异丙基。在未成熟煤系烃源岩中见有羽扇烯和蕨烯（如广西百色盆地），羽扇烷可见于陆相沉积物中，蕨烷则少见，均属高等被子植物生源标志物。

（4）双杜松烷型　特殊的五环三萜烷，五个环均为六员环，仅见于印尼、南中国海一带第三系陆相烃源岩及煤成油中。琼东南盆地崖 13-1 气田的下第三系崖城组煤系烃源岩中，检测出一系列双杜松烷型异构体（约 9 个），其中双杜松烷分子结构上相当于两个 $C_{15}$杜松烷聚合而成，代表被子植物达马树脂生源产物。据研究，双杜松烷型五环三萜烷最多可具有 10 个 $C_{30}$的异构体和 6 个 $C_{31}$异构体，其中已知结构的只有反式-反式-反式-和顺式-顺式-顺式-双杜松烷两个异构体。在天然产物中迄今尚未发现具相似结构的杜松烷前身物；双杜松烷化合物可能是热带被子植物达马树脂中的聚杜松烯热降解的产物。

（5）伽马蜡烷型　五环三萜烷，E 环为六员环，C-22 位上有两个甲基取代，属原生动物生源。多见于湖相沉积物中，在盐湖相（如江汉盆地第三系潜江组）和海相碳酸盐岩（如川东鄂西古生界）烃源岩中含量较高。

#### 5. 四萜类

主要是胡萝卜烷型生物标志物，例如 β-胡萝卜烷。这类标志物的前身物为生物色素，分布较为广泛，不具特定的生源意义。但是，由于在沉积过程中，胡萝卜素等色素易于氧化破坏，只有在强还原环境快速堆积条件下才利于保存，因此在沉积环境研究上有表征意义。我国仅在克拉玛依、沾化、二连和泌阳等地的湖相烃源岩中检测出了胡萝卜烷型化合物。

## 三、长侧链环状萜类

一至五环的环状萜类具有$C_{3+}$长侧链烷基取代基。每种骨架类型均构成一个同系列，每个系列中同系物数目不等，取决于侧链的长度。

### 1. 长侧链单环萜类

包括各种烷基环己烷和烷基苯。这类化合物一般不具明确的生源或环境意义。某些类型烷基环己烷可能是胡萝卜烷降解的系列产物，见于还原性较好的湖相烃源岩或腐泥煤中；海相沉积中也可由绿菌科细菌形成另一些类型的烷基环己烷。

饱和烃馏分中也常检测出各种类型的长链烷基苯，属于链烷烃与单环芳烃间的过渡性化合物，多见于煤系烃源岩或热的热解产物中。

### 2. 长侧链双环萜类

我国河北卢龙侏罗系藻煤中，检测出$C_{14}$—$C_{23}$长侧链8β(H)-补身烷-半日花烷系列，同一系列标志物也见于澳大利亚陆相原油和加拿大阿萨巴斯卡原油与沥青中。据研究，大于$C_{16}$的长侧链补身烷-半日花烷系列化合物，可以由常规三环萜烷系列经C环开环和降解而形成，因此可归属于菌藻类生源成因。

### 3. 长侧链三环萜烷

主要是C-14位上具类异戊二烯长侧链的13β(H)，14α(H)-构型为主的常规三环萜烷系列，碳数范围$C_{19}$—$C_{30}$（文献报道可达$C_{45}$）。这个系列的生物先质不详，初步认为是菌藻类低等生源的产物。在海相（如川东鄂西古生界）和湖相（如准噶尔盆地二叠系）烃源岩中，常规三环萜含量较高，且发育较完全；而在煤系烃源岩中含量少或不含常规三环萜烷。

此外，华北燕山地区上元古界碳酸盐岩烃源岩和储层沥青中，近来还发现一种13α(正烷基)-三环萜烷系列，碳数范围$C_{18}$—$C_{23}$。其成因不详，可能与常规三环萜烷具有相似的菌藻类生源。

### 4. 长侧链四环萜烷

即四环萜烷系列，碳数范围$C_{24}$—$C_{27}$，该系列化合物分布较普遍，常与藿烷系列伴生，无论海相、湖相或煤系烃源岩中都易于检测到，但其含量相对较低，同系物发育程度也不相等。据研究，四环萜烷可能通过不同的机理和反应历程，由藿烷系列的E环17—21碳位断裂开环而形成。因此，归根结蒂属于细菌生源标志物。

### 5. 长侧链五环萜烷

即藿烷（包括莫烷）系列，碳数范围一般为$C_{27}$—$C_{35}$（缺$C_{28}$），文献报道可达$C_{70}$，该系列广泛分布于各类烃源岩中。但是，在不同类型和不同成熟度的烃源岩中，藿烷系列的立体化学构型及同系物的丰度分布形式可产生变异。通常，未成熟的烃源岩中，主要

发育（或仅有）22R17β(H)，21α(H)-藿烷系列，如果是未成熟煤系烃源岩，还可能发现$C_{29}$—$C_{30}$藿烯（如广西百色褐煤）；成熟的各类烃源岩中，以22S＋22R17α(H)，21α(H)-藿烷系列为主，常伴随有不甚完整的22S＋22R17β(H)、21α(H)-藿烷系列，每个系列中通常均以$C_{30}$成员丰度最大。但是，在煤系烃源岩中，经常发现藿烷系列丰度分布的变异现象，$C_{27}$17α(H)-(Tm)和18α(H)-(Ts)藿烷可能出现异常的丰度比例，甚至消失，或者藿烷系列中$C_{30}$藿烷丰度变小，而以$C_{29}$藿烷或$C_{31}$藿烷的一个立体异构体（22R构型）丰度最大。长侧链藿烷系列的生源，公认为细菌起源，煤系烃源中藿烷内组成的变异，可能为细菌菌种差异或粘土矿物成分差异引起成岩过程中不同催化作用所致。

## 四、甾　　类

以甾核环系为基本骨架，即四环环系中D环为五员环。根据C-17位上侧链长度与C-4位上有无甲基取代的差异，可分为下述亚类：

### 1. 孕甾烷系列

C-17位上具$C_2$—$C_7$侧链，碳数范围$C_{21}$—$C_{26}$，但以$C_{21}$—$C_{22}$最为常见。常见于海相（如川东鄂西古生界）、湖相（准噶尔盆地二叠系-三叠系）、盐湖相（柴达木盆地第三系）和煤系（华北石炭-二叠系）烃源岩中，但是，其丰度均不高。据柴达木第三系盐湖相沉积研究，原始沉积输入的孕甾烷只占其总量的10—15%，而由甾烷热降解生成的孕甾烷占80—85%，原生孕甾烷可能属菌藻类生源产物，次生孕甾烷则与甾烷的生源一致，主要可能来自藻类生源。

### 2. 甾烷型

包括20S＋20R5α(H)，14α(H)，17α(H)-和20S＋20R5α(H)，14β(H)，17β(H)-构型的正常甾烷，以及13α(H)，17β(H)-和13β(H)，17α(H)-构型的重排甾烷，碳数范围为$C_{27}$—$C_{29}$。完整的甾烷系列生物标志物在海相、湖相烃源岩中分布较为普遍，但丰度并不很高；在某些盐湖相烃源岩（如柴达木盆地第三系）中，还发现$C_{30}$甾烷的多种异构体。但是，在很多煤系烃源岩中，甾烷系列不发育，第三系及侏罗系煤中经常不含任何甾类，或者只能检测出$C_{29}$重排甾烯（褐煤）或甾烷（烟煤），其含量很低；而在华北地区石炭系煤中经常检测出$C_{27}$—$C_{29}$甾烷，二叠系煤中$C_{29}$甾烷相对较发育，$C_{27}$—$C_{28}$甾烷较少见或不发育。据研究，$C_{27}$—$C_{28}$甾烷属于藻类生源，$C_{29}$甾烷可兼有高等植物生源和某些藻类生源。

### 3. 4-甲基甾烷型与甲藻甾烷型

碳数范围$C_{28}$—$C_{30}$，大多属于淡水湖泊沟鞭藻（甲藻纲）生源，在海洋环境和盐湖环境沉积物中也有4-甲基甾烷发现，可能属于某些细菌起源。南海琼东南盆地下第三系陆相烃源岩中富含4-甲基甾烷；此外，柴达木第三系盐湖相和川东鄂西古生界海相烃源岩，以及华北某些石炭-二叠系煤中，均检测出数量不等的4-甲基甾烷。但是，在侏罗系和第三系煤系中，却未发现4-甲基甾烷。

#### 4. 羊毛甾烷（型）系列

基本骨架与正常甾烷相拟，只是在C-4位上有两个甲基，C-14位上多一个α-甲基取代。因此，碳数范围$C_{30}-C_{32}$，构成一个同系列。目前仅在河南泌阳凹陷的第三系含白云岩的泥质未成熟生油岩与原油中检测到羊毛甾烷。据文献研究，羊毛甾烷属于非光合真核生物（如真菌、动物和海绵）生源产物，而不存在于原核生物（细菌和蓝细菌）中。

综上所述，研究烃源岩饱和烃馏分中的生物标志物，可以获得大量的有关烃类原始有机母质生源的有效信息。根据每类生物标志物的生源意义，可以归纳出陆源植物生源类型（包含代表高等植物生源和树脂植物生源的生物标志物）、低等水生生物类型（包含代表细菌生源、菌藻生源和藻类生源的生物标志物），此外，还有生物先质不明的色素生源和未知生源的化合物，对烃源岩饱和烃馏分色谱-质谱分析成果进行自动定量处理，可得到每个馏分中生物标志物组合的定量数据，并且定量计算出其生源构成百分比，从而可计算出以下四项生源构成参数：

(1)菌藻生源总量/陆源总量　包括无环链烷烃和环状甾萜类，分子代表所有细菌、菌藻、藻类生源标志物含量的总和（即低等水生生物生源类型），分母代表所有高等植物及树脂植物生源生物标志物的总和（陆源植物生源类型）。该比值反映两大类型生源构成的比率。

(2) 菌藻甾萜类/陆源萜类　从另一侧面反映两大类型生源构成的比率，分子与分母仅限于环状甾萜类，不包括无环链烷烃类。

(3) 藿烷类/陆源萜类　反映细菌母源与陆源植物母源的生源构成比率。

(4) 甾类/藿烷类　反映藻类母源与细菌母源的比率。

以上生源构成参数的应用实例，可参阅本书第十章第三节。

## 第三节　芳烃馏分的组成

芳烃馏分是烃源岩可溶组分中的重要烃类组分，一般可占总烃含量的10－90％。由于芳烃组成与结构的复杂性，给分析实验带来了困难。目前对地质样品中芳烃化合物的认识尚未达到像对饱和烃那样的研究程度。因此，这里仅就我国各类烃源岩芳烃馏分组成作归类统计，以求对烃源岩的有机组成提供较为完善的认识。烃源岩芳烃馏分中，极少检测出单环芳烃苯，而主要由两环以上的多环芳烃所组成。作为链烷烃与芳烃结构间的过渡型成分，各类长链烷基苯（如烷基苯、烷基甲苯和烷基二甲苯）多见于烃源岩的饱和烃馏分，呈同系列产出，在芳烃馏分中反而不甚发育。然而，部分芳构化的多环烃类，作为芳烃与环烷之间的过渡型结构，则主要存在于芳烃馏分中；但是，芳构化的倍半萜烃类（如四氢化萘、卡达烯等）、单芳和二芳的三环二萜烃类（如脱氢松香烷、西蒙内莉烯等）以及单芳的四环和五环三萜类（如单芳断藿烷、苯并藿烷等），有时也可能在饱和烃馏分中检测到。此外，芳烃馏分中也经常可以检测到少数含杂原子的多环芳烃，如含硫原子的苯并噻吩、二苯并噻吩（硫芴）和含氧原子的二苯并呋喃（氧芴）、脱羟基维生素E等，实际上这些化合物又是芳烃向非烃的过渡型结构。

迄今已从我国各类烃源岩的芳烃馏分中，检测和鉴定出20余种不同类型的分子骨架

（图 3-2），总计约 200 多种多环芳烃化合物（包括异构体和同系物，见表 3-3）。此外，尚有相当数目的未知物有待进一步鉴定和认识。各已知化合物的气相色谱峰出峰顺序如图 3-3 所示。这些多环芳烃化合物，按照其分子组成、骨架结构、成因与分布特征，大体上可分为三大类别：

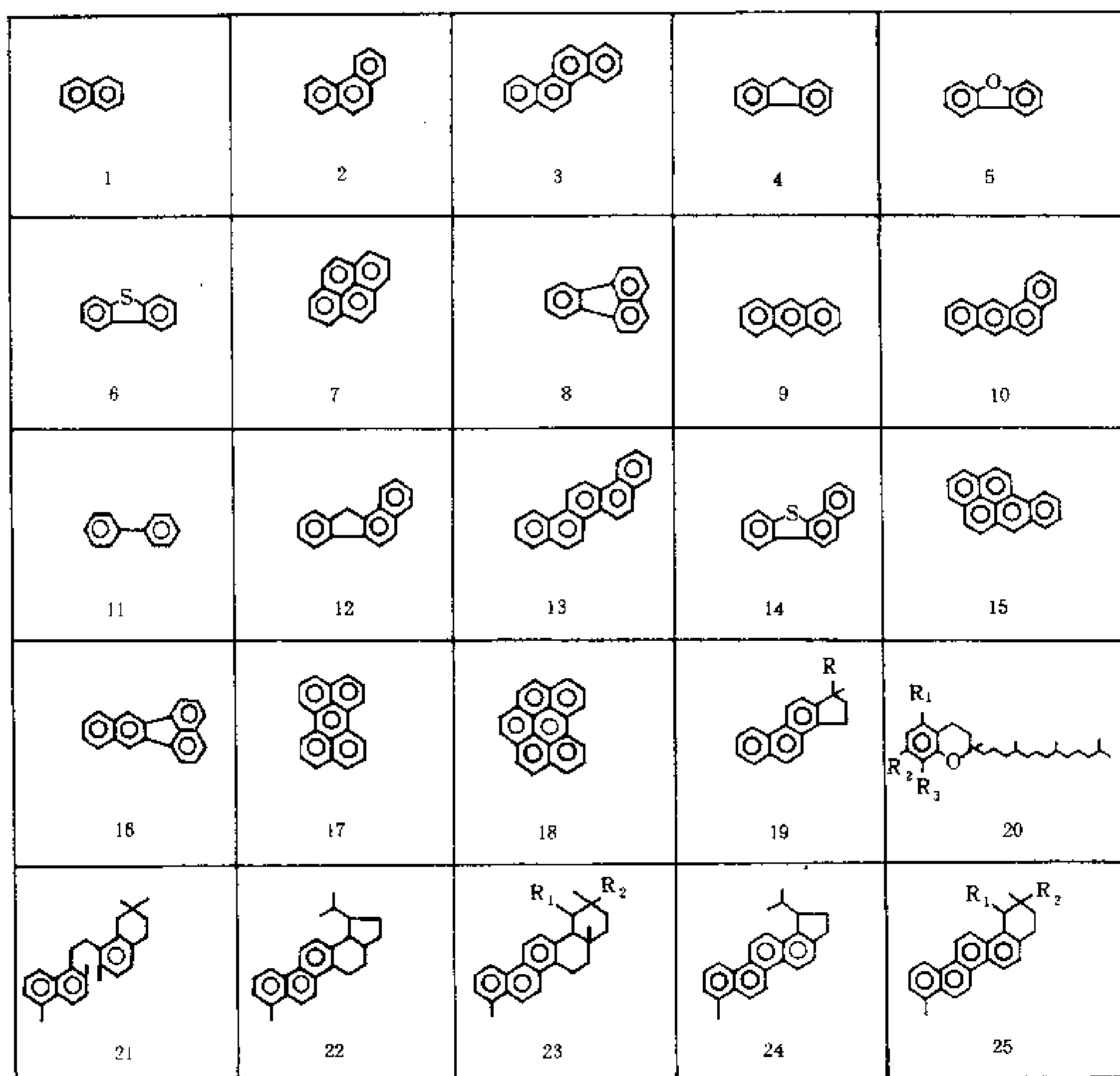



图 3-2　烃源岩的芳烃馏分中常见的多环芳烃基本骨架

1. 萘；2. 菲；3. 䓛；4. 芴；5. 氧芴；6. 硫芴；7. 芘；8. 荧蒽；9. 蒽；10. 苯并蒽；11. 联苯；12. 苯并芴；13. 苉；14. 苯并萘噻吩；15. 苯并芘；16. 苯并荧蒽；17. 苝；18. 苯并苝；19. 三芳甾烷；20. 脱羟基维生素 E；21. 三芳 8，14-断藿烷；22. 三芳羽扇烷；23. 三芳奥利烷（$R_1$=H，$R_2$=$CH_3$）或三芳乌散烷（$R_1$=$CH_3$，$R_2$=H）；24. 四芳羽扇烷；25. 四芳奥利烷（$R_1$=H，$R_2$=$CH_3$）或四芳乌散烷（$R_1$=$CH_3$，$R_2$=H）

### 表 3-3 烃源岩中常见的多环芳烃例举

| 编号 | 化合物名称 | 分子量 | 分子式 |
|---|---|---|---|
| 1 | 萘（Naphthalene） | 128 | $C_{10}H_{8}$ |
| 2—3 | 甲基萘 | 142 | $C_{11}H_{10}$ |
| 4—5 | 乙基萘 | 156 | $C_{12}H_{12}$ |
| 6—11 | 二甲基萘 | 156 | $C_{12}H_{12}$ |
| 12—23 | $C_3$-萘 | 170 | $C_{13}H_{14}$ |
| 24—31 | $C_4$-萘 | 184 | $C_{14}H_{16}$ |
| 32 | 优达烯（Eudalene） | 184 | $C_{14}H_{16}$ |
| 33 | 卡达烯（Cadalene） | 198 | $C_{15}H_{18}$ |
| 34 | 萘烷（Naphthane） | 188 | $C_{14}H_{20}$ |
| 35 | 菲（Phenanthrene） | 178 | $C_{14}H_{10}$ |
| 36 | 蒽（Anthracene） | 178 | $C_{14}H_{10}$ |
| 37—40 | 甲基菲 | 192 | $C_{15}H_{12}$ |
| 41—51 | $C_2$-菲 | 206 | $C_{16}H_{14}$ |
| 52—62 | $C_3$-菲 | 220 | $C_{17}H_{16}$ |
| 63 | 惹烯（Retene） | 234 | $C_{18}H_{18}$ |
| 64—68 | $C_4$-菲 | 234 | $C_{18}H_{18}$ |
| 69 | 西蒙内莉烯（Simonellite） | 252 | $C_{19}H_{24}$ |
| 70 | 苯并（a）蒽［Benzo（a）anthracene］ | 228 | $C_{18}H_{12}$ |
| 71 | 䓛（Chrysene） | 228 | $C_{18}H_{12}$ |
| 72—75 | 甲基䓛 | 242 | $C_{19}H_{14}$ |
| 76—84 | $C_2$-䓛 | 256 | $C_{20}H_{16}$ |
| 85 | 联苯（Biphenyl） | 154 | $C_{12}H_{10}$ |
| 86—87 | 甲基联苯 | 168 | $C_{13}H_{12}$ |
| 88—93 | 二甲基联苯 | 182 | $C_{14}H_{14}$ |
| 94—97 | 三甲基联苯 | 196 | $C_{15}H_{16}$ |
| 98 | 氧芴（Dibenzofurane） | 168 | $C_{12}H_{8}O$ |
| 99—101 | 甲基氧芴 | 182 | $C_{13}H_{10}O$ |
| 102—106 | $C_2$-氧芴 | 196 | $C_{14}H_{12}O$ |
| 107 | 芴（Flourene） | 166 | $C_{13}H_{10}$ |
| 108—110 | 甲基氧芴 | 180 | $C_{14}H_{12}$ |
| 111—116 | $C_2$-芴 | 192 | $C_{15}H_{14}$ |
| 117 | 硫芴（Dibenzothiophene） | 184 | $C_{12}H_{8}S$ |
| 118—120 | 甲基硫芴 | 198 | $C_{13}H_{10}S$ |
| 121—129 | 二甲基硫芴 | 212 | $C_{14}H_{12}S$ |
| 130—132 | 分子量 226 含硫芳烃 | 226 | $C_{15}H_{14}S$ |
| 133—136 | 三甲基硫芴 | 226 | $C_{15}H_{14}$ |
| 137—139 | 苯并萘噻吩 | 234 | $C_{16}H_{10}S$ |
| 140—143 | 分子量 248 含硫芳烃 | 248 | $C_{17}H_{12}S$ |
| 144 | 芘（Pyrene） | 202 | $C_{16}H_{10}$ |
| 145—147 | 甲基芘 | 216 | $C_{17}H_{12}$ |
| 148 | 荧蒽（Fluoranthene） | 202 | $C_{16}H_{10}$ |
| 149—150 | 苯并芴 | 216 | $C_{17}H_{12}$ |
| 151 | 苯并荧蒽 | 252 | $C_{20}H_{12}$ |
| 152—153 | 苯并芘 | 252 | $C_{20}H_{12}$ |
| 154 | 苝（Perylene） | 252 | $C_{20}H_{12}$ |
| 155 | 三芳甾烷 | 246 | $C_{19}H_{18}$ |
| 156 | 三芳甾烷 | 260 | $C_{20}H_{20}$ |
| 157 | 三芳甾烷 | 246 | $C_{19}H_{18}$ |

续表 3-3

| 编号 | 化合物名称 | 分子量 | 分子式 |
|---|---|---|---|
| 158 | 三芳甾烷 | 260 | $C_{20}H_{20}$ |
| 159—160 | 三芳甾烷 | 274 | $C_{21}H_{22}$ |
| 161 | $C_{26}$三芳甾烷-20S | 344 | $C_{26}H_{32}$ |
| 162 | $C_{26}$三芳甾烷-20R 或 $C_{27}$三芳甾烷-20S | 344（或 385） | $C_{26}H_{32}$或 $C_{27}H_{32}$ |
| 163 | $C_{28}$三芳甾烷-20S | 372 | $C_{28}H_{36}$ |
| 164 | $C_{27}$三芳甾烷-20R | 358 | $C_{27}H_{34}$ |
| 165 | $C_{28}$三芳甾烷-20R | 372 | $C_{28}H_{36}$ |
| 166 | 甲基三芳甾烷 | 274 | $C_{21}H_{22}$ |
| 167 | 甲基三芳甾烷 | 288 | $C_{22}H_{24}$ |
| 168 | 甲基三芳甾烷 | 358 | $C_{27}H_{34}$ |
| 169 | 甲基三芳甾烷 | 372 | $C_{28}H_{36}$ |
| 170 | 甲基三芳甾烷 | 358 | $C_{27}H_{34}$ |
| 171 | 甲基三芳甾烷 | 372 | $C_{28}H_{46}$ |
| 172—174 | 甲基三芳甾烷 | 386 | $C_{29}H_{38}$ |
| 175 | 甲基三芳甾烷 | 372 | $C_{28}H_{36}$ |
| 176—177 | 甲基三芳甾烷 | 386 | $C_{29}H_{38}$ |
| 178—181 | 甲基三芳甾烷 | | |
| 182 | $C_{26}$三芳奥利烷 | 342 | $C_{26}H_{30}$ |
| 183 | 三芳 8，14-断羽扇烷 | 356 | $C_{27}H_{32}$ |
| 184 | 三芳 8，14-断奥利烷 | 356 | $C_{27}H_{32}$ |
| 185 | 三芳奥利烷 | 342 | $C_{26}H_{30}$ |
| 186 | 三芳羽扇烷 | 342 | $C_{26}H_{30}$ |
| 187 | 三芳乌散烷 | 342 | $C_{26}H_{30}$ |
| 188 | 三芳奥利烷 | 342 | $C_{26}H_{30}$ |
| 189 | 四芳羽扇烷 | 324 | $C_{25}H_{24}$ |
| 190 | 四芳乌散烷 | 324 | $C_{25}H_{24}$ |
| 191 | 四芳奥利烷 | 324 | $C_{25}H_{24}$ |
| 192 | 2，9-二甲基苉 | 306 | $C_{24}H_{18}$ |
| 193 | 2-异丙基 9-甲基苉 | 334 | $C_{26}H_{22}$ |
| 194 | α-脱羟基维生素 E | 414 | $C_{29}H_{50}O$ |
| 195 | β-脱羟基维生素 E | 400 | $C_{28}H_{48}O$ |
| 196 | γ-脱羟基维生素 E | 400 | $C_{28}H_{48}O$ |
| 197 | ζ-脱羟基维生素 E | 400 | $C_{28}H_{48}O$ |
| 198 | δ-脱羟基维生素 E | 386 | $C_{27}H_{46}O$ |
| 199 | 苯并（g，h，i）苝 | 276 | $C_{22}H_{12}$ |

## 一、芳香甾萜类

这类多环芳烃直接继承环状萜类或甾类生物标志物前身物的环系骨架型式，主要是从早期成岩作用开始，逐步芳构化而形成的多环芳烃。因此，芳香甾萜类的大类与亚类划分、结构类型、生源意义与地质体中分布状况，大体上与饱和烃馏分中相应的萜类与甾类生物标志物一致（参见表 3-2）。在未成熟的烃源岩（$R^o$<0.5%）中，芳香甾萜类较为发育，可能检测出从单芳至多芳逐步芳构化的芳香甾萜类完整的演化系列，特别是在褐煤芳烃馏分中，可以芳香萜类为主，或全部由芳香萜类和甾类所组成，少含或不含常规多环芳烃成分。从低成熟至成熟烃源岩，由于降解作用和充分的芳构化作用，芳香甾萜

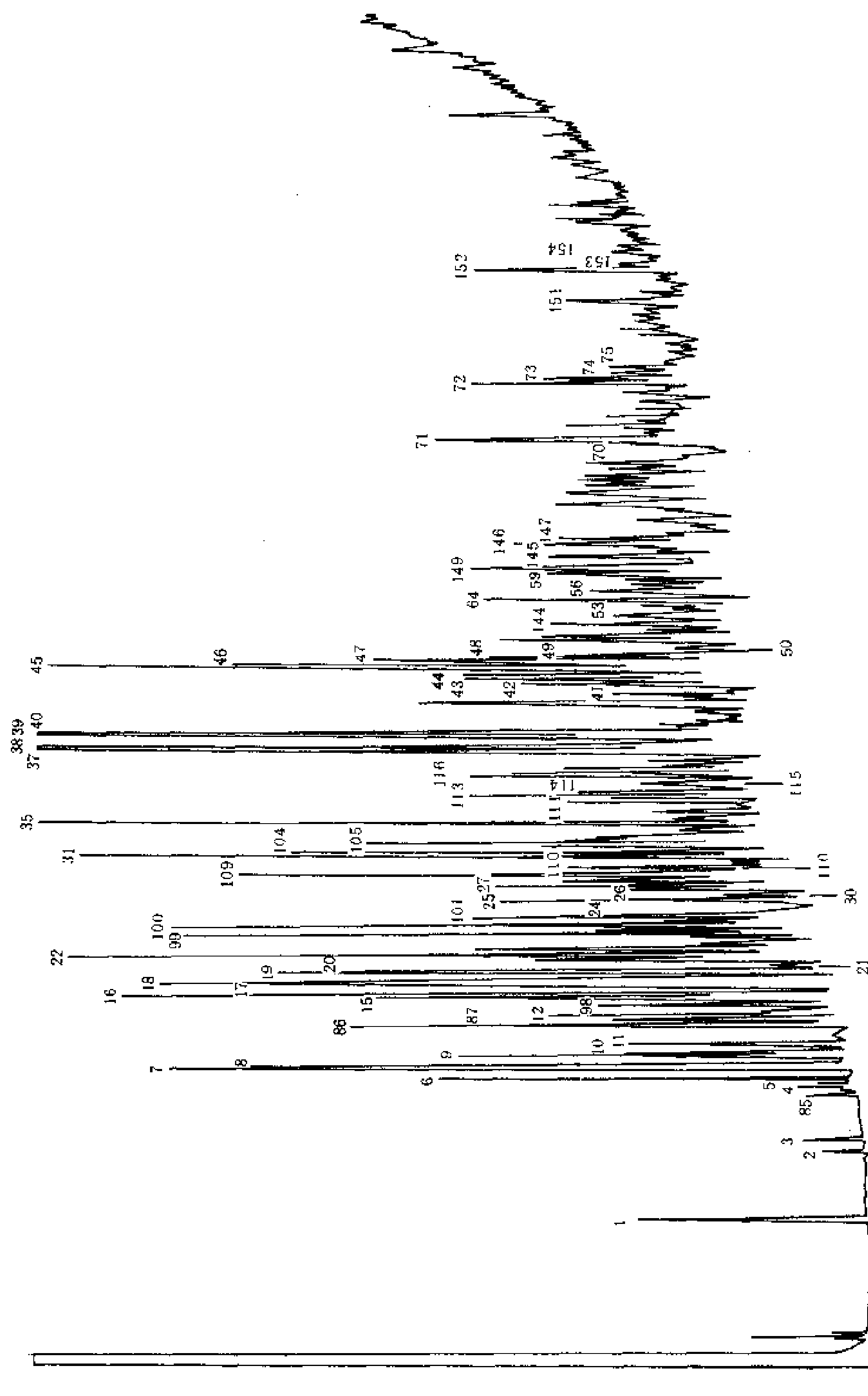



图 3-3 烃源岩芳烃馏分气相色谱图例举

图中峰号与表 3-3 化合物编号一致，按照各系列同系物顺序编号

类逐渐失去甾萜类前身物的特征，重排聚合成单纯由芳核简单聚合或者仅保留$C_1$—$C_4$简单取代基团的常规多环芳烃；因此，随成熟过程，芳香甾萜类含量锐减，以至在成熟的烃源岩中，只保留少数结构较为稳定的芳香甾萜类化合物。

烃源岩中常见的芳香甾萜类分布状况如下：

**1. 芳香甾烷**

在泥质岩中已见有$C_{19}$—$C_{21}$和$C_{26}$—$C_{28}$ 20S与20R构型的三芳甾烷、$C_{21}$—$C_{22}$和$C_{27}$—$C_{29}$甲基三芳甾烷；有时还可发现C环芳构化的单芳甾烷。此外，在浅水的未成熟的沉积中，还可能形成A环单芳甾烷。在成熟烃源岩中，三芳甾烷比单芳甾烷更为稳定，因此一般认为，单芳甾烷是甾烷芳构化的中间产物。未成熟—低成熟的非煤系泥质岩中，芳香甾烷含量相对较高，在黄骅、周口和柴达木等第三纪盐湖相泥岩中，平均可达芳烃馏分的30—40%，碳酸盐岩中，芳香甾烷含量常不足芳烃馏分的1%，并且主要是三芳甾烷。煤系中几乎不含芳香甾烷。作为孕甾烷和甾烷系列的芳构化产物，芳香甾烷也可作为藻类（甾烷）或菌藻类（孕甾烷）的生源标志物。

**2. 芳香倍半萜类**

烃源岩芳烃馏分中常见杜松烷型骨架的芳构化产物卡达烯及其部分芳构化(单芳)的去氢白菖烯和5，6，7，8-四氢卡达烯等，这些低分子量的芳构化双环化合物在饱和烃和芳烃馏分中都可能出现，但是完全芳构化的卡达烯主要分布于芳烃馏分中。作为杜松烷型的芳构化产物，卡达烯应属于与树脂、香精油有关的高等植物生源产物。

**3. 芳香二萜类**

包括海松烷型与松香烷型骨架前身物的一系列芳构化产物，其中单芳和二芳的三环二萜烃类在饱和烃馏分中也可能存在，二芳与三芳的三环二萜烃类则主要富集于芳烃馏分中。芳香二萜类是裸子植物树脂生源的芳构化产物，其芳构化作用起始于树脂的生化作用和树脂体的早期成岩作用阶段，但是主要形成于早期成岩作用阶段。因此，芳构化的树脂生源二萜类生物标志物，可以作为树脂对烃类生源构成贡献，与沉积—成岩阶段沉积环境氧化-还原程度的双重标志(具体实例参阅本书第八章第三节)。芳香二萜类常见于陆源裸子植物树脂生源的未成熟—低成熟烃源岩中，主要由惹烯、西蒙内莉烯和海松烯等化合物组成；但是，在成熟的烃源岩中，易于进一步降解成$C_1$—$C_4$取代的菲，而难于从常规多环芳烃菲系列中鉴别出来。

**4. 芳香三萜类**

以奥利烷型、乌散烷型、羽扇烷型以及藿烷型分子骨架为主的多环芳烃，例如，$C_{26}$—$C_{27}$单芳至四芳8，14-断奥利烷和断乌散烷、单芳至五芳奥利烷和乌散烷、单芳至四芳羽扇烷和藿烷等，在未成熟煤系烃源岩中较发育，例如广西百色褐煤中，芳香三萜类含量占芳烃馏分的23.9%，山东黄县褐煤中则高达56.8%。但是，在泥质岩烃源岩中，芳香三萜类只在部分烃源岩芳烃馏分中占次要成分，但是仍具有重要的生源意义。

## 二、常规多环芳烃

主要是沉积有机质在晚期成岩作用以后的各阶段芳构化作用中形成的产物，即由两个以上芳香核聚合而成，不含长链烷基，通常只有 $C_1$—$C_3$ 取代基团。多数常规多环芳烃呈同系列存在，包括萘、联苯、菲、芴、芘、䓛、芘、苝等同系列；此外，还有一些多环芳烃经常呈单个化合物存在，同系列不发育，如蒽、苯并蒽、荧蒽、苯并荧蒽、苯并芴、苝、苯并苝等（结构式见图 3-2，气相色谱出峰位置参阅图 3-3）。氧芴（二苯并呋喃）、硫芴（二苯并噻吩）和苯并萘噻吩等同系列，有时也列入多环芳烃的范畴，实际上这几个同系列都属杂环化合物之列，分别在环系中加入了氧或硫原子。鉴于上述多环芳烃是构成大多数烃源岩和原油芳烃馏分的主要成分，这里将其统称为常规多环芳烃，以别于前述的芳香甾萜类多环芳烃生物标志物。尽管常规多环芳烃广泛分布于各类地质样品中，但是在未成熟烃源岩中却不发育。事实上生物体内一般不含常规多环芳烃分子结构；因此，严格地讲，常规多环芳烃大多不符合生物标志物经典定义的要求。

在各种成熟烃源岩中，芳烃馏分基本上由各类常规多环芳烃所组成。各类常规多环芳烃在烃源中的相对百分组成是烃源岩有机质类型、沉积环境以及热演化程度的函数。表 3-4 列举了各种烃源岩代表性样品的多环芳烃组成。显然，通常菲系列是各类烃源岩芳烃馏分的优势成分，常占全馏分的 30—55%；其次为萘、䓛、芴、硫芴和氧芴等系列，并且具有一定数量的芘系列，而联苯和苯并萘噻吩系列的含量相对较低。此外，还见有荧蒽、苯并蒽、苯并荧蒽、苯并芴、苯并芘、苝等化合物。

海相碳酸盐岩中含有丰富的含硫芳烃（主要是硫芴和苯并萘噻吩系列），而萘和䓛系列含量相对较低，芴、氧芴和联苯系列含量甚微。煤系烃源岩中，芘、䓛、芴和氧芴系列含量相对较高，含硫芳烃含量较少。这两类烃源岩分属典型的海相与内陆沼泽相沉积。

不同类型内陆湖泊相沉积的非煤系泥质岩，由于原始有机母质与沉积环境的差异，多环芳烃组成也有差异。以江汉、黄骅、冀中和塔里木西部第三系咸水—盐湖相泥质岩为例，盐湖相烃源岩富含含硫芳烃，约占芳烃馏分的 8—30%，但仍低于海相碳酸盐岩；芘和䓛系列常构成芳烃馏分的 3—17%。淡水—微咸水湖相烃源岩，以松辽等盆地泥质岩为代表，多环芳烃组成特征介于煤系和盐湖相烃源岩之间，仍以菲系列占优势，含硫芳烃丰度常高于煤系，而低于盐湖相泥质岩，芳香甾烷含量较高，脱羟基维生素 E 则少见。

确定烃源岩中各类常规多环芳烃的相对百分含量，不仅可以提供其芳烃馏分的宏观组成，而且也有助于认识烃源岩的类型。此外，有些多环芳烃具有重要的地质意义，如芴的分子骨架可能与植物的生长激素赤霉素有生源关系，并且芴的数量分布与沉积环境密切相关（详见下文）；苝可能来源于典型的陆源有机质，或者由海洋微生物的衍生物形成；甲基菲、二甲基菲等的异构化作用与有机质成熟密切相关，以这些化合物不同异构体组成的各种指数可用作成熟度指标。

## 三、杂环多环芳烃

烃源岩芳烃馏分中，也经常包含少数环系含有氧或硫杂原子的多环芳烃同系列，其

中最常见的是氧芴与硫芴同系列。氧芴和硫芴在烃源岩内的相对分布与沉积环境密切相关。图 3-4 为芴、氧芴和硫芴三个同系列（简称“三芴”系列）的内组成分布三角图。在图中，海相灰岩与盐湖相泥岩烃源岩分别集中分布于Ⅰ、Ⅱ区，显示出明显的硫芴优势，相对含量分别大于 70%和 45—85%，而氧芴含量甚低，分别小于 5%和小于 25%，反映其沉积环境含盐度较高，且属缺氧环境。湖相泥岩烃源岩分布于Ⅲ区，硫芴含量 40—70%，略低于盐湖相泥岩，但氧芴含量较高，为 20—55%。煤系烃源岩见于Ⅳ区，硫芴含量低于 40%，氧芴与芴含量均为 15—71%，多数煤系烃源岩氧芴含量高于芴含量。因此，烃源岩“三芴”系列内组成可以作为有效的古沉积环境指标。

**表 3-4　我国烃源岩代表性样品的多环芳烃组成**

| 芳烃组成 \ 烃源岩类型 | | 碳酸盐烃源岩 | 泥质（非煤系）烃源岩 | | 煤系烃源岩 |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | 盐湖相 | 淡水湖相 | |
| 常规芳类化合物（%） | 苯系列 | 6.62 | 10.15 | 11.52 | 16.25 |
| | 联苯系列 | 1.03 | 1.23 | 0.56 | 1.70 |
| | 芴系列 | 3.06 | 3.4 | 1.54 | 9.03 |
| | 氧芴系列 | 1.08 | 4.12 | 5.93 | 7.76 |
| | 硫芴系列 | 30.35 | 18.25 | 9.11 | 4.08 |
| | 菲系列 | 38.55 | 44.07 | 53.14 | 36.09 |
| | 䓛系列 | 6.15 | 9.94 | 7.64 | 8.65 |
| | 芘系列 | 3.43 | 4.14 | 3.93 | 5.13 |
| | 苯并萘噻吩 | 3.29 | 0.97 | 1.15 | 0.82 |
| | 苯并蒽 | 0.14 | 0.29 | 0.61 | 0.85 |
| | 荧蒽 | 1.81 | 1.52 | 1.86 | 1.94 |
| | 苯并荧蒽 | 2.42 | 0.22 | 0.25 | 1.50 |
| | 苯并 [e] 芘 | 1.84 | 0.67 | 0.77 | 1.71 |
| | 苯并 [a] 芘 | 0.13 | 0.02 | 0.30 | 0.84 |
| | 苝 | 0.00 | 0.34 | 0.55 | 0.33 |
| | 苯并 [a] 芴 | 0.90 | 0.68 | 1.00 | 2.73 |
| | 苯并 [b] 芴 | 0.24 | 0.00 | 0.00 | 0.09 |
| | 蒽 | 0.00 | 0.00 | 0.12 | 0.00 |
| | 苯并苝 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.49 |
| 其他化合物 | 芳构化树脂萜类 | − | ++ | ++ | +++ |
| | 芳构化甾类化合物 | + | +++ | +++ | + |
| | 芳构化三萜类 | − | + | + | +++ |
| | 脱羟基维生素 | − | +++ | + | − |

脱羟基维生素 E 是存在于烃源岩芳烃馏分中的另一类含氧化合物。这类化合物在分

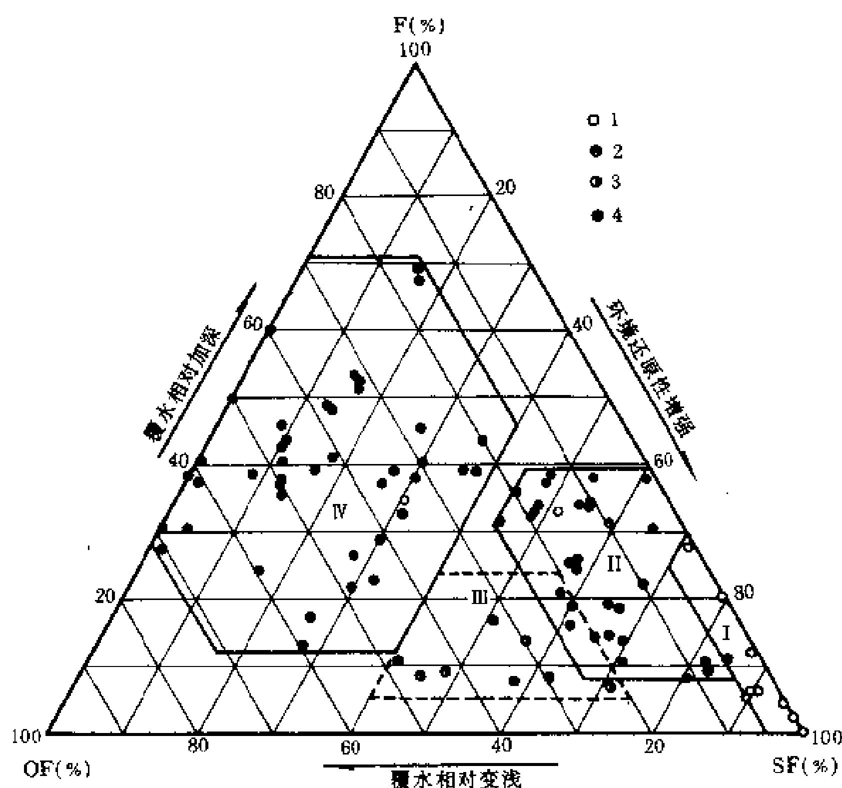



图 3-4　各类烃源岩"三芴"系列内组成三角图

1. 灰岩烃源岩；2. 盐湖相泥质岩（非煤系）烃源岩；
3. 淡水湖相泥质岩（非煤系）烃源岩；4. 煤系烃源岩

子结构上具有色满骨架（图 3-2 中的结构式 20），由于在苯环三个碳位上甲基数目的差异（结构式中 $R_1$、$R_2$ 和 $R_3$），脱羟基维生素 E 有 α、β、γ、δ、ζ 和 η 六种类型；但是，实际烃源岩分析中，迄今最多只检出前五种类型。我国江汉、舞阳、冀中、黄骅和苏北第三系盐湖或咸水环境沉积地层的烃源岩中，均检测出脱羟基维生素 E 化合物。脱羟基维生素 E 的存在不仅可以指示咸水还原沉积环境，而且是烃源岩未成熟—低成熟的标志；此外，不同类型脱羟基维生素 E 的丰度差异，可能代表不同的有机质生源输入或沉积环境的差别。

# 第四章　烃源岩的类型

烃源岩具有复杂的显微组分和有机成分，不同沉积环境下形成的烃源岩，其无机和有机组成、原始有机母质以及成烃条件也各具特色，因此，根据岩相、岩性、有机质类型、可溶组分的组成、生源构成和成烃演化特征，可以将我国的烃源岩分为三大岩类，即泥质岩（非煤系）烃源岩、碳酸盐岩烃源岩和煤系烃源岩。

## 第一节　泥质岩（非煤系）烃源岩

泥质岩是目前我国最主要的烃源岩类型，已探明油气资源的绝大部分储量来自这类烃源岩。已知具有和可能具有成烃潜力的泥质岩层位分布，从中—上元古界至第四系，几乎遍布我国内陆和沿海海域的沉积盆地，但主要集中发育于西北、东北、华北、部分华东与中南地区，以及沿海海域。

### 1. 岩相、岩性及其分布

以湖相暗色泥岩、页岩、粉砂质泥岩和油页岩等为主，主要分布于准噶尔（二叠系、三叠系）、鄂尔多斯（三叠系）、松辽与酒西（白垩系），以及渤海湾、南襄、江汉、苏北等盆地和沿海海域（第三系）。此外，塔里木和准噶尔盆地二叠系海相泥岩和页岩，也属于这类烃源岩。

### 2. 成烃母质类型

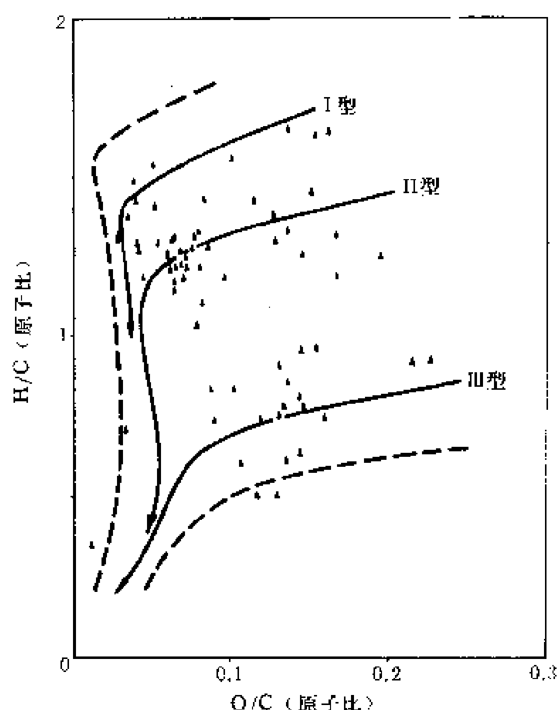


图 4-1　我国泥质岩（非煤系）烃源岩的干酪根主要类型

（据六个盆地中 70 个样品分析数据绘制）

据六个沉积盆地的 70 个泥质岩干酪根样品 H/C 和 O/C（原子比）数据统计，我国的非煤系泥质岩中，48.5%属于Ⅱ型干酪根范畴，22.9%为Ⅰ型干酪根，而Ⅲ型干酪根只占 28.6%。因此，就有机质类型而言，70%以上的非煤系泥质岩富含低等水生生物原始母质，具有生油潜能；富含陆生植物原始母质的泥岩不足 30%（图 4-1），主要具生气潜能。

对上述烃源岩的有机显微组分的统计数据表明，在所鉴定的 137 个泥质岩样品中，“腐泥组+壳质组”含量占有机质总量的 50%以上者为 49%，具有较高的生烃潜能；只有 21%的泥质岩含“腐泥组+壳质组”不足 10%（图 4-2）。

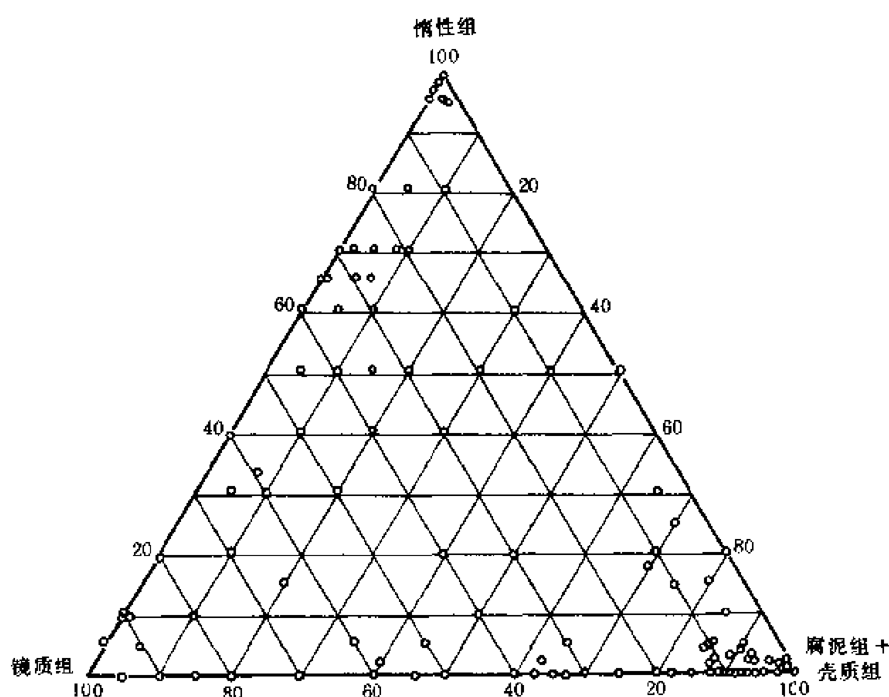



图 4-2 泥质岩（非煤系）烃源岩显微组成三角图

### 3. 可溶组分烃类组成

其特征与干酪根类型密切相关，从Ⅰ型至Ⅲ型干酸根类型，泥质岩饱和烃含量递降，芳烃含量递增。Ⅰ、Ⅱ型干酪根类型泥质岩的饱/芳值，一般均大于1；Ⅲ型干酪根类型泥质岩的饱/芳值则大多小于1。

### 4. 饱和烃生物标志物组合

以明显地含有代表低等水生生物生源（如细菌、藻类和原生动物）的$C_{22}$正烷烃、$C_{21}$—$C_{22}$孕甾烷、$C_{27}$—$C_{29}$甾烷、4-甲基甾烷、$C_{14}$—$C_{16}$补身烷、$C_{19}$—$C_{30}$三环萜烷、$C_{24}$—$C_{27}$四环萜烷、$C_{27}$—$C_{35}$（缺$C_{28}$）藿烷和莫烷等标志物为特征。湖相泥质岩饱和烃同时保持以标志陆生植物蜡生源的$C_{22+}$正烷烃占优势；还原性好的烃源岩中，保存着胡萝卜烷及其降解系列。此外，盐湖盆地泥质岩中，伽马蜡烷、植烷及$C_{22+}$长链类异戊二烯烃也明显发育。

### 5. 芳烃馏分组成

以芳香甾烷、脱羟基维生素E相对较发育为特征。盐湖相泥岩硫芴系列含量也较高，可见有蒽。

### 6. 成烃演化特征

我国非煤系泥质岩的成烃演化过程遵循经典的干酪根热演化的生烃模式，但主要产生液态烃类（石油），产天然气相对较少；高成熟—过成熟阶段生成凝析油和天然气。

## 第二节　碳酸盐岩烃源岩

碳酸盐岩是我国重要的烃源岩类型之一，集中连片分布面积达 300 万平方公里以上；其层位分布从中—上元古界至三叠系，第三系也有小范围分布。

### 1. 岩相、岩性及其分布

海相碳酸盐岩主要为各种石灰岩和白云岩，分布于我国南方（上元古界—三叠系）、华北（中元古界--奥陶系）以及塔里木盆地（寒武—奥陶系、石炭系）等。此外，江汉和渤海湾盆地等的第三系中也发育有湖相碳酸盐岩（如介壳灰岩、鲕状灰岩、泥灰岩）。

### 2. 成烃母质类型

据四川、鄂西、江苏、华北等地 31 个碳酸盐岩干酪根样品 H/C 和 O/C（原子比）数据统计，这些碳酸盐岩的有机组分一般具有较高的热演化程度，94%的样品 H/C（原子比）<1.0；而且，大都属于 I 型和 Ⅱ 型干酪根类型，具有良好的生烃能力（图 4-3）。

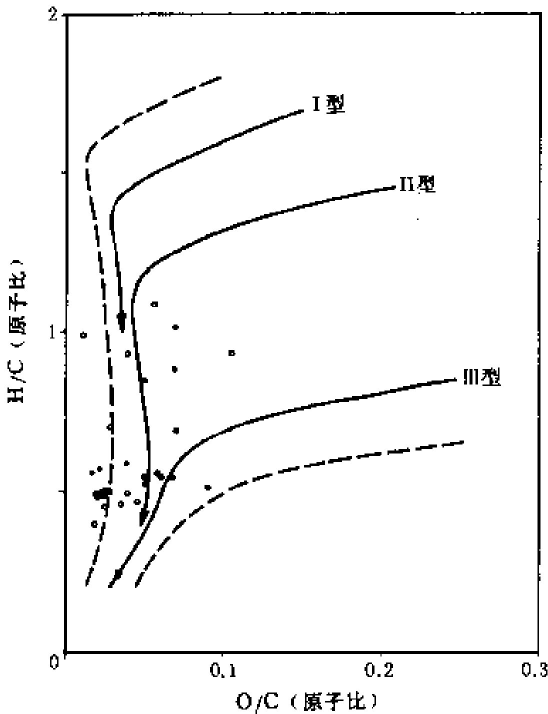



图 4-3　我国碳酸盐岩烃源岩的干酪根主要类型

（据四个地区 31 个样品的分析数据绘制）

碳酸盐岩有机质显微组分以高度富含

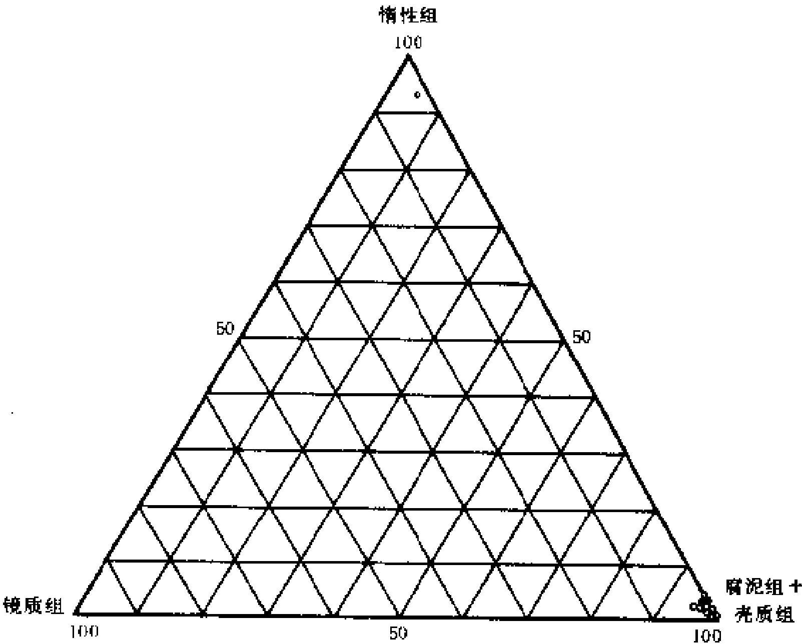



图 4-4　碳酸盐岩烃源岩显微组成三角图

“腐泥质＋壳质组”组分为特征（图 4-4），因此生烃能力很高。

### 3. 可溶组分烃类组成

饱和烃含量较高，占总烃的 75%，饱/芳值高达 3。

### 4. 饱和烃生物标志物组合

正烷烃常呈双峰态，低碳数主峰一般为 $C_{17}$—$C_{19}$，高碳数主峰为 $C_{25}$、$C_{27}$或 $C_{29}$，常可见奇碳优势或偶碳优势；植烷、长链类异戊二烯烃、$C_{21}$—$C_{22}$孕甾烷、$C_{27}$—$C_{29}$规则甾烷、4-甲基甾烷、$C_{14}$—$C_{16}$补身烷、三环萜烷系列、藿烷与莫烷系列和伽马蜡烷含量较丰富，而 $C_{27}$—$C_{29}$重排甾烷含量较低。

### 5. 芳烃馏分组成

以硫芴系列、苯并萘噻吩、苯并荧蒽等含量高，氧芴系列含量低为特征。

### 6. 成烃演化特征

其演化过程符合经典的干酪根演化模式。我国南方海相碳酸盐岩属于高成熟—过成熟演化阶段，生成高成熟凝析油和天然气。

## 第三节　煤系烃源岩

这是富有潜在成烃远景的烃源岩，现已初步探明一定的天然气储量，并且也获得了工业油气流和相应的石油储量。煤系烃源岩的层位分布，主要是石炭-二叠系、三叠系、侏罗-白垩系和第三系。

### 1. 岩相、岩性及其分布

华南上二叠统含有滨海平原沼泽相煤系；华北石炭-二叠系煤系属于滨海平原-山前冲积平原沼泽相沉积。三叠系包含滨海沼泽相（如滇、赣局部地区）和内陆河湖沼泽相（鄂尔多斯）。侏罗系、白垩系与第三系煤系，则属于内陆盆地河湖体系的沼泽相沉积，其中沿海第三纪煤系可能受到海水的影响。煤系烃源岩包括腐殖煤（从褐煤至无烟煤煤阶）、碳质页岩和泥质岩，也包含煤系中的腐泥煤（藻煤、烛藻煤）和油页岩夹层。

### 2. 成烃母质类型

据上述层位 152 个煤样（全岩样）H/C 和 O/C（原子比）数据统计，腐殖煤中除残殖煤外均属Ⅲ型有机质类型，少部分石炭系滨海沼泽相煤属于Ⅱ型有机质类型。源岩有机质类型与源岩干酪根类型一一对应。由于氧元素含量是以有机元素的无水无灰基含量为 100%，差减碳、氢、氮和硫元素含量后得到的，再用以计算 O/C（原子比）值。实际上硫元素是用全硫含量进行差减的，其中也包含了部分无机硫。因而造成全岩有机质的 O/C 值稍低于干酪根 O/C 值（图 4-5）。实际上，煤系烃源岩主要具有生气潜力，但也可能生成原油与凝析油。煤成烃即包含天然气、凝析油和原油。

煤的显微组分的统计数据表明，绝大部分（77.2%）煤样的显微组分以镜质组为主，属于腐殖煤；13.2%的煤样以"腐泥组+壳质组"为主，属腐泥煤；以惰性组为主的煤样只占6.1%。腐泥组、壳质组与荧光镜质体均属富氢组分，应具有生烃潜力。澳大利亚吉普斯兰盆地成烃的拉特罗比群煤系烃源岩，"腐泥组+壳质组"组分含量为5%，镜质组含量为61%，按照这个标准，图4-6中绝大部分样品均具成烃潜力。

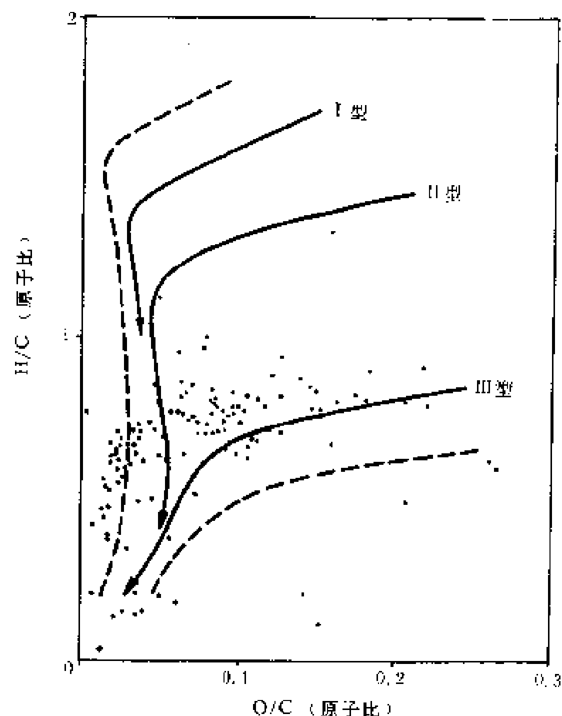



图4-5 我国煤系烃源岩有机质类型

（相当于干酪根类型，据全国152个煤样品数据绘制）

### 3. 可溶组分烃类组成

腐殖煤均以芳烃为主，饱/芳值<1，腐泥煤和油页岩或以饱和烃为主，饱/芳值>1，或饱和烃与芳烃含量相近，饱/芳值接近于1。

### 4. 饱和烃生物标志物组合

饱和烃一般仍以$C_{22+}$正烷烃为主，姥鲛烷常高于植烷（姥/植值>1），并以标志裸子植物树脂生源的二萜类和倍半萜类、代表高

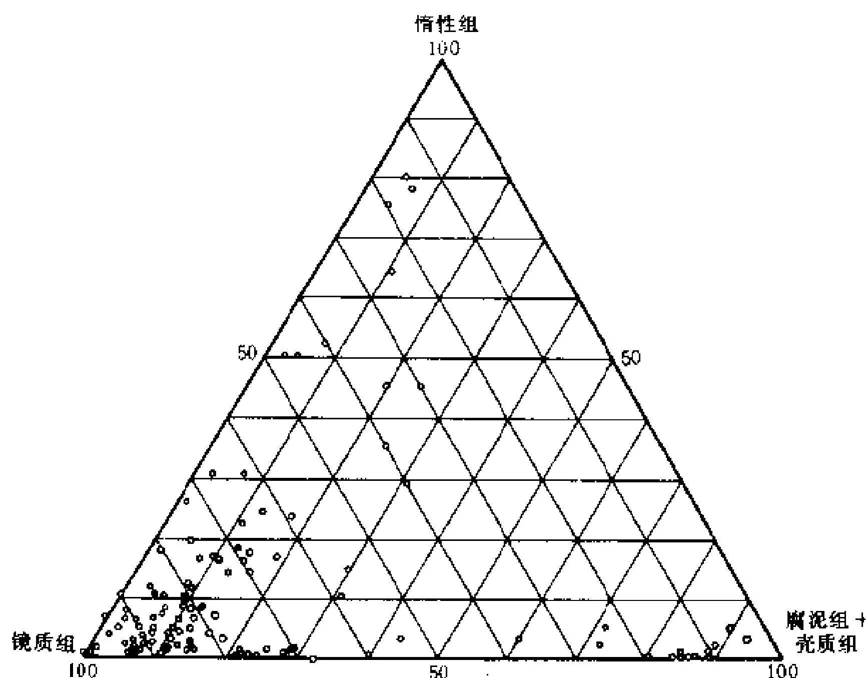



图4-6 我国煤系烃源岩显微组成三角图

（据全国38个矿区48个煤矿121个样品分析数据绘制）

等植物生源的三萜烷（奥利烷等）为特征，细菌生源的补身烷系列和藿烷系列也是主要的生物标志物；但是，孕甾烷、甾烷（特别是$C_{27}$和$C_{28}$同系物）、三环萜烷在煤中一般均不发育，或以微量存在。

#### 5. 芳烃馏分组成

在未成熟阶段仍可见芳构化树脂成因二萜类和倍半萜类或芳构化陆源三萜类的优势；成熟阶段样品则以萘系列含量高，芴、氧芴系列发育为特征。

#### 6. 成烃演化特征

其演化模式有别于经典的干酪根演化模式。在$R^{o}\leqslant 0.55\%$的未成熟阶段以树脂体成烃为主，生成天然气、凝析油和原油。$R^{o}>0.55\%$的成熟阶段壳质组、富氢镜质组和腐泥组分别逐次成烃，主要生成天然气，也可成油。

# 第五章　有机质演化与源岩成烃模式

大凡与烃类形成有关的有机质演化问题都是石油地质工作者所关心的。有机质演化和成烃模式的研究有助于了解有关烃类形成的“什么”、“怎么”、“为什么”。烃源岩什么时候、怎么形成的烃类是油气勘探中必须解决的实际问题。

对于烃源岩中的成烃母质，演化意味着化学成分、物质结构的一系列变化，形成次生产物——烃类。这种变化的路径取决于地质环境、烃源岩及其中有机质的类型。

尽管有机质演化可能有很多种形式，但成熟作用之于烃类生成最为重要，成熟作用过程的温度、压力、时间诸物理化学因素中，温度起着主导作用。在热力作用下，有机质同时存在分子结构重整缩聚和部分分子键断裂降解二个相反的反应方向。本章将从显微组分和可溶组分两个方面，以地质实例和实验模拟为基础，讨论源岩有机质随地质时间的热演化以及相应于不同演化阶段的母质-产物体系的特征。

## 第一节　显微组分的演化

显微组分的演化，一方面，不断形成烃类物质；另一方面，它既是后一阶段的成烃母质，又是前一阶段成烃作用的残余物质，其自身结构、性质的变化正是烃类得以形成的内在原因。

### 一、显微组分的光性演化

简而言之，热演化过程是显微组分化学结构不断趋近石墨的过程。随着演化程度加深，干酪根结构中的支链和含杂原子基团断裂脱落，芳香缩合程度增高，碳原子平面网增大，而面网间距变小，定向性增强，逐渐向石墨型三维晶体过渡，导致了光学性质的变化。

#### 1. 显微组分吸收性的变化

实际工作中我们熟知，不管在全岩薄片还是在涂布的干酪根薄片中，显微组分都呈现一定的颜色（透光色），并且这种颜色随热演化程度变化而变化。标准厚度的薄片中，由未成熟至过成熟阶段，常见显微组分透光色变化大致如下：

镜质组：橙—橙红—红—红棕—棕褐—黑；

壳质组和腐泥组：带透明感的浅黄—黄—红—浅棕红—棕褐—黑。

一般在镜质组反射率约1.2%时，壳质组和腐泥组的透光色就趋于与镜质组一致。典型的惰性组分在整个演化历程中始终不透明，呈黑色。

显微组分透光色是其对光选择性吸收的结果。如图5-1，若光线透过一个厚度为 $d$ 的

吸光物质，根据 Lambert 定律，有

$$I_d = I_0 e^{-\alpha d} \quad (1)$$

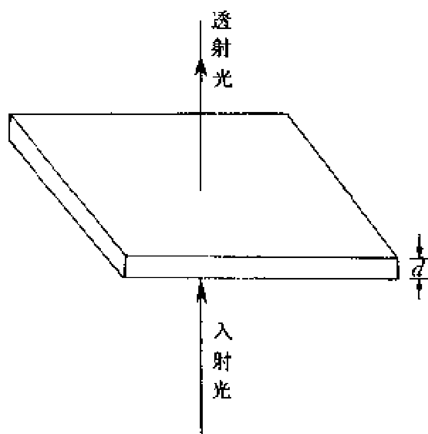



图 5-1

这里，$I_d$ 是透过厚度 $\alpha$ 吸光物质的光强度；$I_0$ 为入射光强度；而 $\alpha$ 为吸收系数，它是入射光波长的函数，对于某一特定的吸光物质，在其一般性吸收的波段内，$\alpha$ 值很小并近似一常数，如在其选择性吸收波段内，则 $\alpha$ 的值很大，并且随着波长不同有显著的变化。也就是说，显微组分对于它一般性吸收波段的光吸收较少，是透明的；而对它的选择性吸收波段的光强烈吸收，是不透明的。从化学角度看，显微组分中一些电子云伸展得比较开的基团都是发色团，苯基是最典型的发色团之一。很显然，由于不同的显微组分含有的发色团的类型和数量都不同，对光性的选择性吸收也不同，而呈现不同的颜色。又因在演化过程中，显微组分化学结构中官能团脱落、支链断裂和芳核的缩聚程度虽有差别，但必将殊途同归于石墨，而导致透光色逐渐趋近，差别消失、镜质组分大约在 $R^{\circ}1.8\%$ 左右也开始变得不透明。

由（1）式可知，如果要用吸收系数 $\alpha$ 或者吸收光谱作为显微组分演化参数，必须在显微镜下精确测定被光透过的显微组分的厚度，但当前的显微镜吸收光度术研究仍难以有效做到这一点。因而，像孢粉热变指数（TAI）这样，目前最广泛使用的与显微组分吸收性质有关的热演化参数，仍然依赖于肉眼比色的方法，同时还受到孢粉属种的影响而限制了适用性。

**2. 镜质组反射率的变化**

显微组分属于吸收性物质，当光线入射时，一部分光被吸收，另一部分光被反射，其反射能力可以表示为：

$$R = \frac{I}{I_0}$$

式中：$I$ 为反射光强度；$I_0$ 为入射光强度。

显微组分在显微镜下的反射色是其反射能力的视感觉。随着演化程度加深，各种组分之间的反射色及突起的差别逐渐消失。

在整个演化过程中，镜质组反射率逐渐增大的变化趋势平稳、比较均一，并且和其它各种化学成熟作用参数之间基本上为连续函数关系。随着演化程度加深镜质组反射率增加，这与镜质组在演化过程中"晶体"的形成和向石墨型晶体的演化有关。根据 Fresnel-Beer 公式，吸收性物质在折射率为 $n_0$ 的介质中的反射率 $R$ 取决于自身的折射率 $n$ 和吸收系数 $K$，即：

$$R = \frac{(n - n_0)^2 + K^2}{(n - n_0)^2 + K^2}$$

折射率 $n$ 和吸收系数 $K$ 与物质在光频率下的介电系数和电导率有关。镜质组在演化

过程中，芳构化程度和缩聚程度都在逐渐增加。芳构化使原子密度增加，导致介电系数提高，进而折射率增加；缩聚作用增加了自由电子的数量，而提高了导电率，因为自由电子的振动抑制光的振动而使吸收系数增加。折射率和吸收系数的增加都使得反射率增强，一般认为，在镜质组最大反射率 $R_{max}$<2%时，折射率对反射率的影响大于吸收系数；在 $R_{max}$>2.0%时，吸收系数的影响大于折射率。

未成熟阶段，镜质体显示非晶的均质性质（凝胶），这时，反射力微弱、反射光的偏振方位不发生变化，任意切面的反射率相等，反映分子结构的完全无序性。自成熟阶段起，镜质体显示一轴光性，这时，入射光在样品表面发生双折射，被分解成常光（ω 光）和非常光（ε 光）两组互相垂直的偏光，于是，对应产生了两个反射的分量 $R_\omega$ 和 $R_\varepsilon$。$R_\omega$ 代表了样品的最大反射率，$R_\varepsilon$ 代表了样品的最小反射率，镜质组反射率在 $R_\varepsilon$ 至 $R_\omega$ 之间的波动，取决于切面方向和物台位置，也就是说，开始产生反射率各向异性。随着演化程度加深，芳核（叠片）排列由无序向有序转变，“晶体”结构进一步完善，反射率各向异性愈加明显，一般在镜质体颗粒较大时，自 $R^o$约 1.0%起，便有明显可察觉和各向异性；至过成熟阶段，最大反射率和最小反射率之差可达 0.5%以上（表 5-1），这种反射率和各向异性增强的极限是石墨。

**表 5-1　河南二叠系山西组煤中镜质组反射率及其各向异性的演化**

| 样品产地 | 平顶山 | 朝川 | 渑池 | 济源 | 登封 | 新密 | 新密 | 焦作 | 荥阳 | 焦作 | 巩县 | 济源 | 巩县 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $R^o_{max}$（%） | 1.23 | 1.30 | 1.58 | 1.90 | 2.32 | 2.51 | 2.59 | 3.84 | 4.35 | 4.77 | 5.77 | 6.03 | 6.37 |
| $R^o_{min}$（%） | 1.03 | 1.10 | 1.25 | 1.50 | 1.64 | 1.91 | 1.92 | 2.00 | 1.88 | 2.48 | 2.63 | 2.92 | 2.03 |
| $\Delta R=R_{max}-R_{min}$ | 0.20 | 0.20 | 0.33 | 0.40 | 0.68 | 0.60 | 0.67 | 1.84 | 2.47 | 2.29 | 3.14 | 3.11 | 4.34 |

此外，镜质体在高成熟和过成熟阶段还可以显二轴光性，这时，因吸收作用的复杂化而使反射率特征复杂化。值得注意的是，表 5-1 中，在 $R^o_{max}$<4.0%前，最小反射率 $R^o_{min}$ 和最大反射率 $R^o_{max}$保持同步增长，此后，$Ro_{min}$值出现离散波动迹象，约在 $Ro_{max}$>6.0%之后倒转为负相关关系，这被认为与镜质体的二轴光性和部分石墨化有关。王文侠（1987）和曹代勇等（1990）的研究表明，某些镜质体的二轴光性与它所经历的三轴构造应力作用有关，反映了演化过程中地质压力的影响，是理想的地质压力指示计。

由于镜质组反射率变化和化学结构演化的密切关系，较之于其它有机显微组分平均化学性质的参数，它不受源岩有机质成分的影响，并且在有机质演化的全过程中，变化比较平稳连续，因而成为应用最广泛和有效的演化参数。

### 3. 显微组分的荧光特性及其变化

显微组分在受到某一特定波长的光辐照时，受激发出荧光。壳质组分和腐泥组分普遍具有荧光性。荧光特征不但是这些组分的重要鉴别标志，而且还与烃源岩的演化密切关联，是烃源岩有机质演化的一个重要方面。

描述显微组分的荧光性，常用光谱特征 $\lambda_{max}$、红绿商比 $Q$（$I_{650}/I_{500}$）和荧光强度 $I_{546}$ 等参数。光谱特征参数的含义见图 5-2。$\lambda_{max}$是光谱中最大荧光强度对应的波长，亦即荧光的主波长。红绿商比 $Q$（$I_{650}/I_{500}$）是光谱中红光（波长 650nm）相对强度与绿光（波

长 500nm）相对强度的比值，反映了光谱中短波部分和长波部分的相对比例关系。而荧光强度一般情况下是指 546nm 波长荧光相对于 Jacob 铀酰玻璃标样的强度，由于荧光是受激发光，标样的荧光受激发条件的影响很难取得绝对值，故通常硬性规定标样的荧光强度为 1、10、100 之中的任一个值。

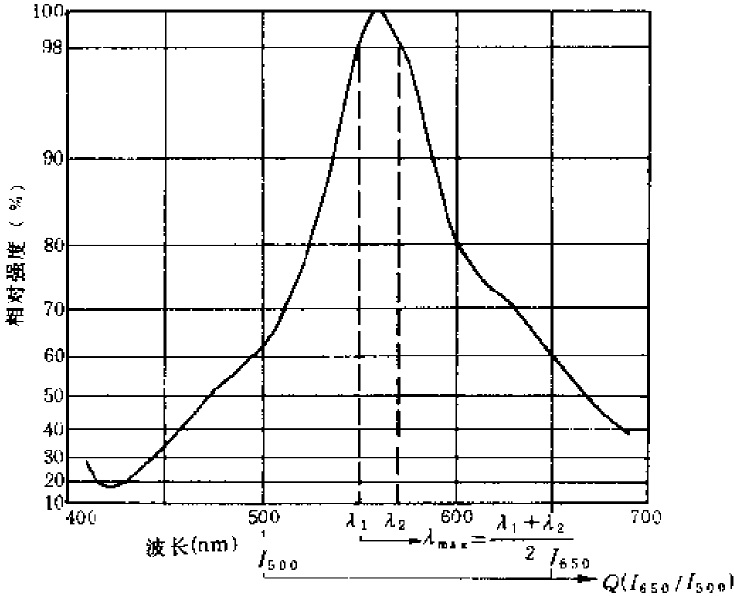



图 5·2　荧光光谱特征参数的含义

（据 Ottenjann et al.，1975）

总的说来，壳质组分和腐泥组分的荧光特征变化是：随成熟作用增强，荧光光向长波方向迁移，即荧光色"红移"；同时，荧光强度相应减弱，直至"淬灭"。荧光的"淬灭"与液烃窗终止界线相吻合。虽然这种荧光演化趋势是大多数壳质组分和腐泥组分都遵循的总趋势，但是具体各个显微组分的演化路径和演化规律并不一致，像角质体、树脂体等组分的荧光性变化就比较复杂，规律性更差一些。孢子体和藻类体荧光性的演化则比较规律和连续。

显微组分荧光性产生的机理比较复杂，一般认为，可见荧光的产生主要是由于分子结构中的共轭双键 C—C 和芳环中共轭 π 电子体系的 π 电子，在吸收了外加短波单色光的辐照能量之后，受激跃迁至其反键轨道 π*，当 π 电子由其反键轨道回复到原来的成键轨道时，所吸收的辐照光能量以可见光的形式辐射。分子中共轭双键和共轭 π 电子体系的存在是可见荧光产生的必要条件。荧光的波长和强度取决于反键轨道和成键轨道之间的能级差 $E$，二者之间有如下关系：

$E=h\nu=hc/\lambda$（式中：$\nu$ 为荧光频率，$\lambda$ 为荧光波长，h 为普朗克常数，$c$ 为光速）

此外，分子结构中 $\rangle CH_2$、—$OCH_3$、—$CH_2OH$、$OC_2H_5$ 等氢化基团的存在，将会增强荧光性。

烃源岩演化，其中显微组分的分子结构也将发生变化。热演化过程中，显微组分化

学结构的变化一方面是芳香核部分逐渐缩聚，另一方面是各种官能团和基团断裂脱落，生成烃类。前一种作用使分子结构的 π 电子离域化增强，这时，分子轨道中最高占有轨道的能量升高，而最低空轨道的能量降低，导致成键轨道与反键轨道的能级差 $E$ 减小，这意味着荧光的强度减弱、频率降低、波长增加。而后一种作用则是减少了助色团的存在，也使得发生荧光“淬灭”效应。

因此可以说，显微组分的荧光特性是其化学成分和结构的综合反映。烃源岩有机质演化时，化学成分和结构的相应变化都可能被荧光性变化所反映。

部分镜质组分也显荧光性，但不同于壳质组分和腐泥组分的变化特征，它由原生荧光变化和次生荧光变化两部分组成（图 5-3）。原生荧光是腐殖组/镜质组继承的早期成岩作用形成的生物聚合物所产生的荧光，因此，荧光虽强，却衰减很快，随着生物聚合物转变为地质聚合物（干酪根），至 $R^o$ 约 0.4—0.5%时就几乎完全消失。光谱的 $\lambda_{max}$ 也由 520nm 迁移至 660nm。

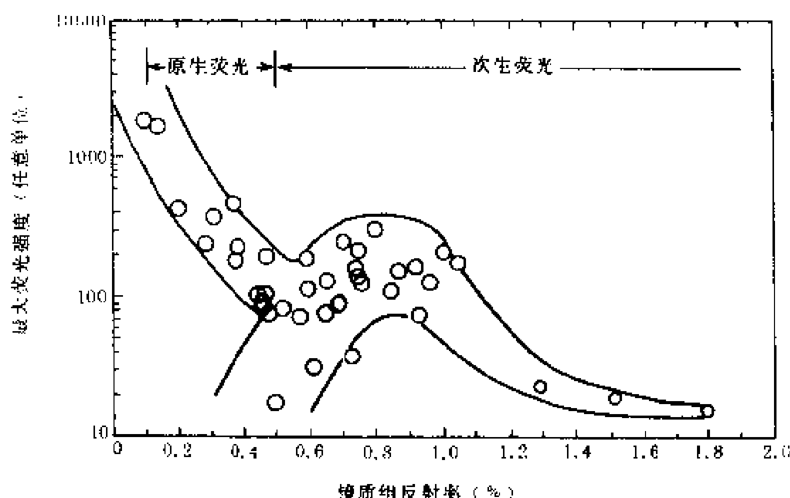



图 5-3 镜质组分荧光强度随演化程度的变化

（据 Teichmüller et al.，1983，Lin et al.，1986，改编）

与原生荧光消失同时，次生荧光逐渐发育起来。次生荧光强度逊于原生荧光，并随演化程度加深起伏变化，大约在 $R^o$0.9—1.1%时达到最大值。之后，逐渐减弱，约 $R^o$1.8%时消失。近年对镜质组化学结构的研究表明，镜质组分的化学结构可以被认为是由二个明显不同的相所组成（图 5-4），一个相是聚合度较高的三维芳香骨架，另一个相即是所谓的“流动相”(mobile phase)。流动相是较小分子的集合，它位于、甚至部分罗陷于骨架相之中。流动相中的芳香族化合物、极性基团和部分脂肪族基团都是荧光物质，这些荧光“碎片”在分子内部和分子之间的相互作用使镜质组分显示出次生荧光。也就是说，次生荧光取决于化学结构中的流动相。随着有机质演化程度增高，流动相的消失，镜质组的次生荧光也随之消失。在这里，芳香骨

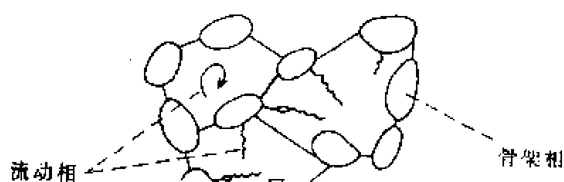



图 5-4 镜质体化学结构的二相模型

（据 Lin et al.，1986）

架体系作为流动相的荧光分子的“寓身之所”，在可见光区没有荧光，但却起着影响镜质体整体荧光特征的作用。

## 二、显微组分的光性演变与成烃作用

如上所述，显微组分的光性演变反映了显微组分化学结构在演化过程的变化，正是由成烃母质显微组分化学结构的变化而导致烃类形成，因而，光性演变特征也反映了成烃作用特征。

**表 5-2　伊敏盆地五牧场地区 $J_3$—$K_1$ 煤系烃源岩演化特征**

| 序号 | $R^{\circ}$ (%) | 可溶有机物(×10³ppm) | | Rock-eval 参数 | | | 孢子体荧光参数 | | | 显微组分含量(%) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 总抽提物 | 总烃(占全岩) | $T_{max}$ (℃) | $I_H$ (mg/g·$C_{org}$) | $S_1$ (mg/g) | $\lambda_{max}$ (nm) | $Q$ | $I_{546}$ | 壳质组 | 镜质组+惰质组 |
| 1 | 0.28 | 4.83 | 1.59 | 420 | 137.50 | 1.72 | 520 | 0.588 | 10.1 | — | — |
| 2 | 0.37 | 8.70 | 2.58 | 422 | 265.50 | 2.70 | 530 | 0.878 | 9.2 | — | — |
| 3 | 0.44 | 10.10 | 4.02 | 432 | 249.20 | 4.32 | 550 | 1.075 | 8.1 | — | — |
| 4 | 0.55 | 14.50 | 4.90 | 424 | 280.00 | 3.42 | 550 | 1.339 | 7.4 | 12.9 | 87.1 |
| 5 | 0.62 | 18.10 | 7.88 | 439 | 281.40 | 5.28 | 580 | 2.159 | 6.4 | 14.7 | 85.3 |
| 6 | 0.75 | 21.50 | 12.18 | 463 | 187.30 | 8.60 | 620 | 2.373 | 5.3 | 13.2 | 86.8 |
| 7 | 1.05 | 30.10 | 15.20 | 466 | 194.60 | 12.01 | 650 | 3.305 | 3.8 | 6.1 | 93.9 |
| 8 | 1.06 | 5.40 | 4.58 | 460 | 165.60 | 1.92 | 650 | 2.756 | 3.5 | 12.8 | 87.2 |
| 9 | 1.16 | 7.80 | 4.01 | 483 | 93.00 | 1.16 | 690 | 5.746 | 1.7 | 7.7 | 92.3 |
| 10 | 1.25 | 2.30 | 1.25 | 487 | 92.00 | 1.55 | | | 1.3 | 5.6 | 94.4 |
| 11 | 1.36 | 4.20 | 2.15 | 484 | 113.10 | 1.80 | 荧光消失 | | | 1.3 | 98.7 |

在源岩有机质演化的成岩作用早期，孢子体发强烈的绿色荧光，$\lambda_{max}$约 500nm；随后到成岩作用晚期增长至 $\lambda_{max}$550—580nm；在低成熟阶段初期，光谱曲线大致在 620—630nm 处出现一个小突起，这个小突起在低成熟阶段迅速扩大，并且约在 640nm 波段出现第二个光谱峰；直到开始进入生油高峰，由 640nm 峰取代 580nm 峰成为光谱的 $\lambda_{max}$；在生油高峰期，$\lambda_{max}$由 640nm 处继续向红光波段迁移，生油高峰结束时，$\lambda_{max}$可达 670nm 以上，其后因荧光更微弱，光谱无法测定，从荧光显微镜观察，光谱仍继续“红移”，直至荧光“淬灭”。

表 5-2 是内蒙古伊敏盆地五牧场地区 $J_3$-$K_1$ 煤系烃源岩的演化特征，11 个样品的镜质组反射率 $R^{\circ}$从 0.28%至 1.36%，跨未成熟和成熟两个演化阶段，构成一个演化系列。可以看到，随成熟度增加，孢子体的荧光性变化非常有规律，光谱逐渐“红移”，荧光色从绿色变化至褐红色（图 5-5），荧光光谱由 $R^{\circ}$0.28%时 $\lambda_{max}$=520nm 红移至 $R^{\circ}$1.16%时的 $\lambda_{max}$=690nm（图 5-6），红绿商比的相应变化由 0.588 增加至 5.476（图 5-7）。光谱红移变化的同时，荧光相对强度由 $R^{\circ}$0.28%时的 10.1 衰减至 $R^{\circ}$1.25%时的 1.3，$R^{\circ}$=1.36%时荧光消失（图 5-8）。

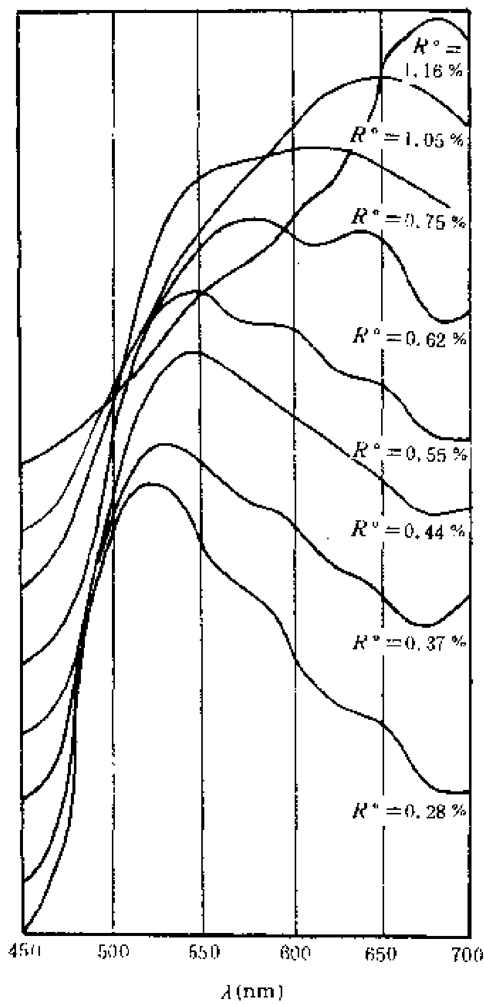



图 5-5 烃源岩演化过程孢子体荧光光谱变化

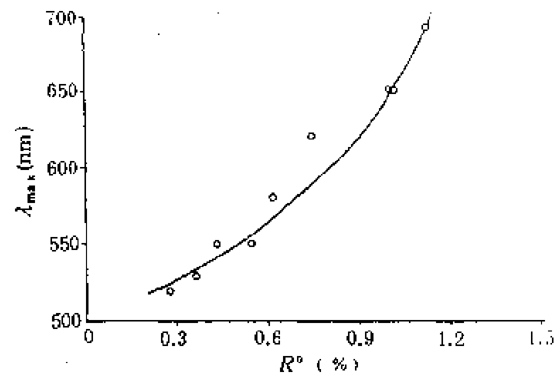



图 5-6 孢子体荧光最大波长与镜质组反射率关系

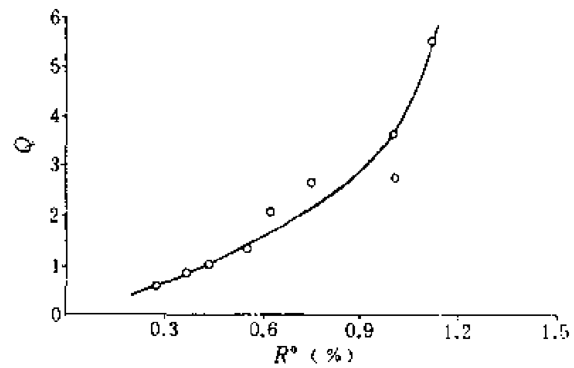



图 5-7 孢子体荧光红绿商比与镜质组反射率关系

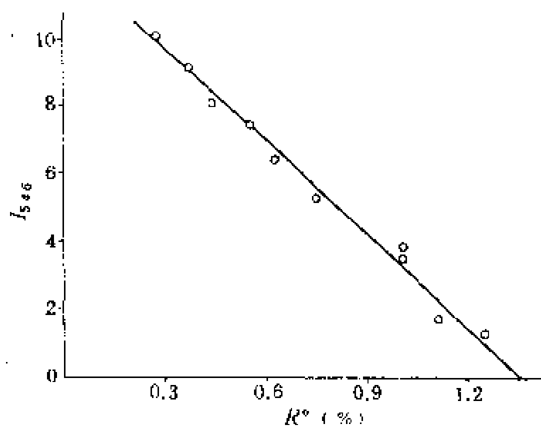



图 5-8 孢子体荧光相对强度与镜质组反射率关系

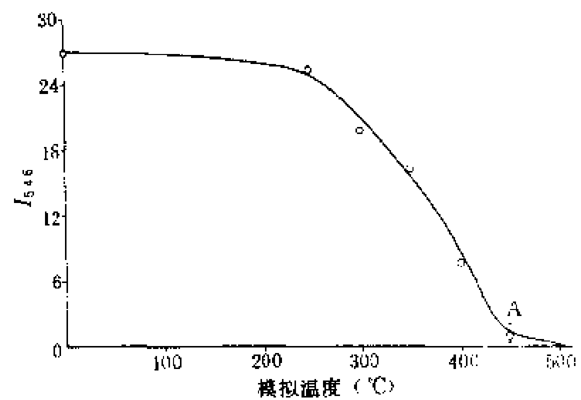



图 5-9 茂名油页岩中藻类体荧光强度与热模拟温度关系

A. 荧光微弱无法测量，为目视估计值，下同

值得注意的是，壳质组分和腐泥组分荧光性变化规律在实验室烃源岩热演化模拟中的重现（表 5-3），它进一步揭示了荧光性变化与烃源岩演化、烃类生成的密切关系。

**表 5-3 实验室模拟烃源岩热演化显微组分光学性质的变化特征**

| 序号 | 产地 | 岩性 | 温度（℃） | $R^o$（%） | 荧光参数* | | | 显微组分含量**（%） | | | | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | $\lambda_{max}$（nm） | Q（$I_{650}/I_{546}$） | $I_{546}$ | 腐泥组 | | 壳质组 | 镜质组+惰性组 | |
| | | | | | | | | 矿物沥青基质 | 藻类体 | | | |
| 1 | 广东茂名 | 油页岩 | 室温 | 0.30 | 540 | 0.673 | 26.6 | 81.6 | 计入壳质组 | 5.9 | 5.9 | 荧光参数测自藻类体 |
| 2 | | | 250 | 0.54 | 530 | 0.696 | 25.6 | 47.8 | | 1.1 | 2.4 | |
| 3 | | | 300 | 0.62 | 530 | 0.932 | 19.7 | 36.0 | | 0.4 | 3.0 | |
| 4 | | | 350 | 0.78 | 560 | 1.041 | 16.0 | 9.0 | | 0.4 | 5.1 | |
| 5 | | | 400 | 1.10 | 580 | 1.422 | 7.5 | 1.9 | | 0.2 | 3.3 | |
| 6 | | | 450 | 1.40 | 荧光基本消失 | | | — | | — | 4.7 | |
| 7 | | | 500 | 2.30 | 荧光完全消失 | | | | | — | 4.7 | |
| 8 | | | 550 | 2.79 | | | | — | | — | 2.7 | |
| 9 | | | 600 | 3.49 | | | | — | | — | 3.7 | |
| 10 | 内蒙古扎赉诺尔 | 泥岩 | 室温 | 0.40 | 540 | 0.715 | 12.2 | — | — | 1.4 | 4.2 | 荧光参数测自孢子体 |
| 11 | | | 250 | 0.54 | 540 | 1.009 | 3.6 | — | — | 0.5 | 1.4 | |
| 12 | | | 300 | 0.84 | 570 | 1.384 | 2.9 | — | — | 0.2 | 2.4 | |
| 13 | | | 350 | 1.03 | 极微弱荧光 | | | — | — | — | 3.0 | |
| 14 | | | 400 | 1.32 | 荧光完全消失 | | | — | — | — | 2.4 | |
| 15 | | | 450 | 1.54 | | | | — | — | — | 2.6 | |
| 16 | | | 550 | 2.09 | | | | — | — | — | 3.0 | |
| 17 | | | 600 | 2.65 | | | | — | — | — | 3.5 | |

* 荧光强度测量铀酰玻璃标样值为 10。

** 显微组分含量为占全岩体积百分比。

在内蒙古扎赉诺尔 $J_3$—$K_1$ 煤系泥岩的热演化模拟实验中，孢子体的初始荧光强度 $I_{546}=12.2$，随热模拟温度增高，荧光强度衰减，同时，伴随孢子体体积收缩，荧光变化很激烈，孢子体荧光性的最终消失和液态产物枯竭的演化温度相当。

油页岩中藻类体的变化略异于孢子体（图 5-9，图 5-10）。加热至 250℃藻类体的荧光强度及光谱特征基本没有变化，当模拟温度达 300℃时，镜质组反射率 $R^o$ 值为 0.62%，荧光性发生明显“跃变”，这是光性的第一次跃变，表明藻类体化学成分和结构开始明显变化。当模拟温度达到 450℃时，藻类体的荧光基本消失，模拟温度 500℃时，荧光完全消失。荧光消失的 $R^o$ 值约 1.40%。由 450℃荧光基本消失至 500℃荧光完全消失，镜质组反射率 $R^o$ 从 1.40%“跃迁”至 2.30%，这是显微组分光性变化的第二次“飞跃”。一次光性“跃变”在温度 250—300℃的区间，以藻类体荧光突变为标志，荧光强度发生转折性陡然减弱，反映了类脂物质化学结构中，连系在“核”上的各种官能团和脂族基团开始大量脱落，液态产物大量生成。而第二次光性“跃变”，在荧光消失的同时，镜质组

反射率猛增，显微组分化学结构变化已由各种基团的降解、断裂为主，被芳香核体系的迅速高度缩聚和重整所替代。

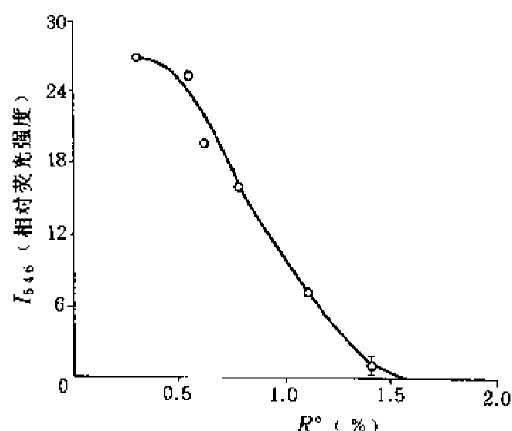



图 5-10　茂名油页岩热模拟藻类体荧光强度与镜质组反射率关系

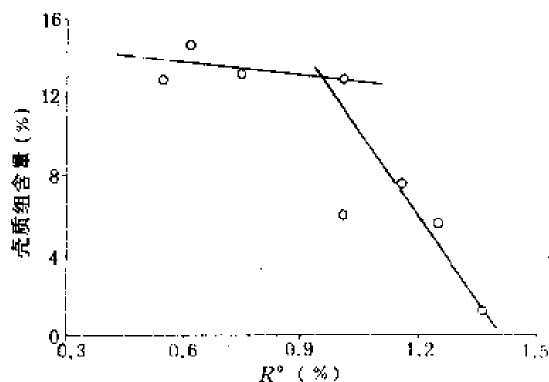



图 5-11　烃源岩演化过程壳质组含量的变化
（样品取自内蒙古伊敏盆地五牧场地区）

在烃源岩热演化过程中，显微组分光性变化的同时，壳质组分和腐泥组分含量也随之变化。表 5-2 和图 5-11 给出了五牧场地区 $J_3$—$K_1$ 煤热演化过程壳质组分含量和光性的变化情况，随成熟度增高，壳质组分含量由刚成熟时的 12.9%，减少至成熟末期的 1.3%。值得注意的是，壳质组分的消失基本与孢子体荧光性消失、液烃窗终止界线吻合。壳质组分含量的变化有二个原因，一是由于演化过程中光性的变化，使得壳质组分光性越来越趋近于镜质组分，到后来两者之间的差别消失而无法用光性区别；二是壳质组分本身在成熟过程中生成烃类，体积不断收缩，最终只留下少量残余物甚至没有残余物。

显然，显微组分的光性演变和烃源岩中烃类的生成紧密相连。还是以五牧场地区 $J_3$—$K_1$ 煤系烃源岩演化系列为例，随着成熟度增高，镜质组反射率增加，源岩抽提物及总烃

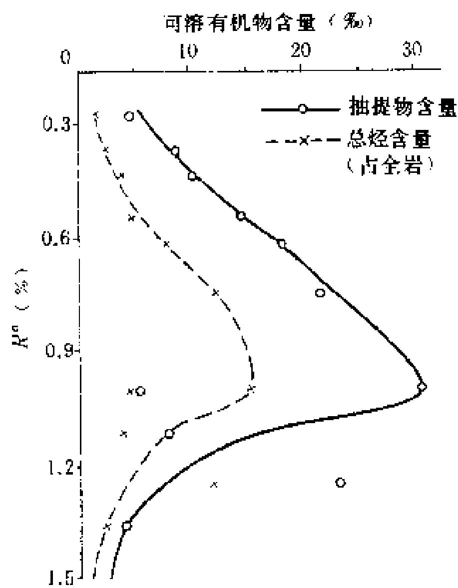



图 5-12　抽提物及总烃含量随成熟作用的变化
（样品同图 5-11）

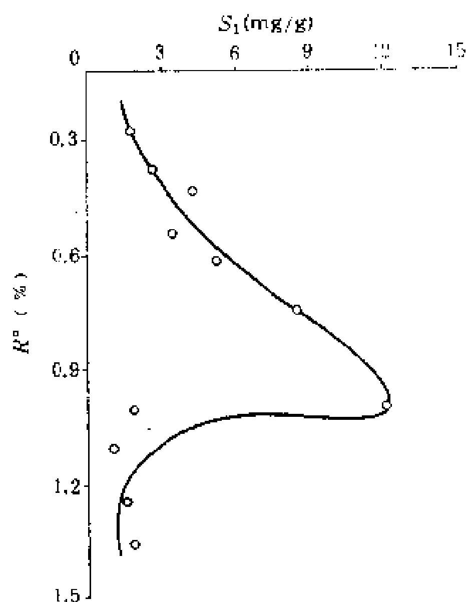



图 5-13　岩石热解可溶烃含量 $S_1$ 随成熟作用的变化
（样品同图 5-12）

含量随之增加，在$R^o$0.9%至1.1%时达到高峰，紧接着含量锐减，当$R^o$约1.40%时，抽提物及总烃含量甚至低于未成熟阶段的样品（图5-12）。岩石热解分析，可溶烃$S_1$的量与$R^o$的关系也有相同的情况（图5-13）。

烃源岩抽提物及总烃含量随孢子体荧光强度变化的规律与图5-12、图5-13的情形一样（图5-14）。并且抽提物及总烃含量的剧增或锐减往往与壳质组分的荧光性突变有关，抽提物及总烃含量达到最高峰时，孢子荧光光谱的$\lambda_{max}$和$Q$值也有比较明显的变化。尤其令人感兴趣的是，从图5-11和图5-12还可以看到，在镜质组反射率$R^o$小于1.0%时，抽提物和总烃含量是逐渐增加的，壳质组分含量缓慢减少；当$R^o$大于1.0%时，壳质组分含量的减少非常快，同时，抽提物和总烃含量锐减；大约在$R^o$1.40%时，壳质组分已几乎不能和镜质组分区别，基本统计不出壳质组分，而这时抽提物和总烃含量减至尚不及未成熟样品的水平。由此可见壳质组分含量和荧光变化与源岩烃类生成的密切关系，壳质组分的荧光特性还是未成熟和成熟烃源岩演化的良好指示参数。

烃源岩热演化过程矿物沥青基质和藻类体等腐泥组分的含量变化与壳质组分相似，但变化要“超前”壳质组分。茂名油页岩热演化模拟，矿物沥青基质含量的锐减出现在300—350℃的温度区段，相应的镜质组反射率$R^o$变化从0.62%至0.78%（图5-15）。腐泥组分含量变化的超前壳质组分，是和腐泥组分的烃类生成高峰早于壳质组分的分析一致的。

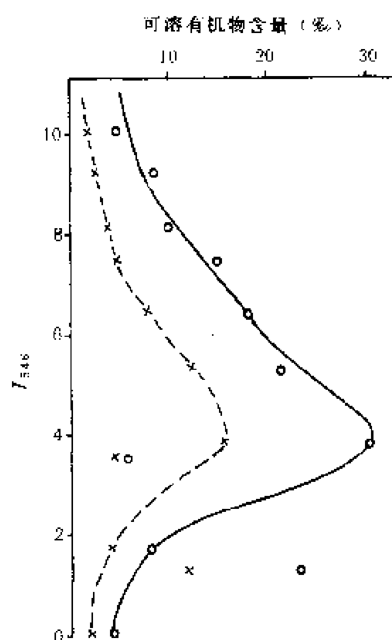



图5-14　抽提物及总烃含量随孢子体荧光强度的变化曲线
（样品同图5-13）

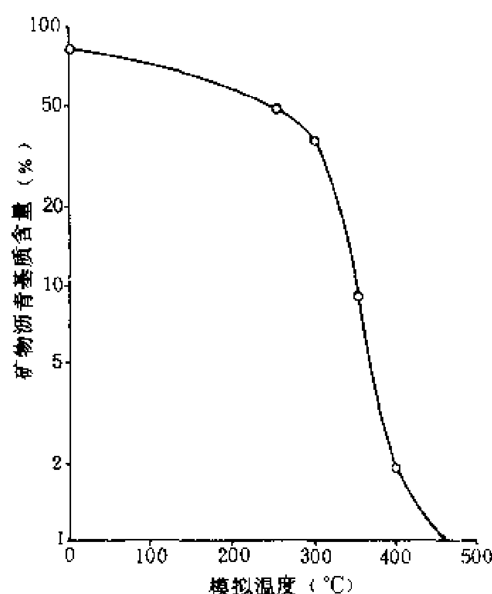



图5-15　茂名油页岩中矿物沥青基质含量随模拟温度的变化

壳质组分、腐泥组分荧光性变化与可溶有机组分的关系表明，在烃源岩演化的未成熟和成熟阶段，壳质组分和腐泥组分是可溶有机组分的主要贡献者，而在源岩演化的过成熟阶段，壳质组分、腐泥组分消失之后，少量抽提物和烃类含量可能来自镜质组。虽然镜质组分生成烃类的能力不如壳质组分和腐泥组分，但却能延续更长时间。如图5 3所

示，镜质组分的次生荧光强度及抽提物产率均在 $R^{o}0.9—1.1\%$ 时达到最大值，并且，次生荧光一直可以延续至 $R^{o}1.7—1.8\%$。

## 第二节　芳烃的荧光特性研究

抽提物含量和族组成的变化、烃类含量和组成的变化、生物标志化合物结构和构型的变化等等是经常被论及的有关可溶组分演化的内容。本节将从另一个角度讨论可溶有机组分的演化。

### 一、芳烃的可见荧光特性

以往研究烃源岩有机质的光性演变，几乎都是针对其中的不溶部分——显微组分，比较起来，可溶有机组分的可见荧光性变化是烃源岩演化特征中研究得很少的一个方面。80年代以来，Hageman 等（1981，1983，1986）和 Khorasani（1987）相继运用显微镜荧光光度法研究可溶有机物的可见荧光，并且和显微组分的分析结果对比，认为可溶有机物荧光分析有可能成为确定成熟度的一种手段。

从可见荧光产生的机理分析，在可溶有机物的饱和烃、芳烃、非烃和沥青质诸组分中，以芳烃对可溶有机物荧光性的贡献最明显。钟宁宁和曾庆平（1990）对我国不同地区煤系的 100 多个腐殖煤、腐泥煤、油页岩和泥岩抽提物芳烃组分的可见荧光进行了研究，着重分析了烃源岩演化过程中芳烃荧光光谱特征的变化规律。

制备适合显微镜荧光光度分析的样品是可溶组分可见荧光研究的实验关键，文献报道有硅藻土薄层饱和吸附法和直接涂片冻结法。直接涂片冻结法的制备流程如图 5-16，将可溶组分直接涂于经 $CHCl_3$ 清洗的玻璃载片上，涂制好的样品置于室温下约 1 小时，待残余溶剂挥发后放入冰箱冷冻室，在 −10℃ 以下冻结 24 小时以上，使样品尽量在凝结状

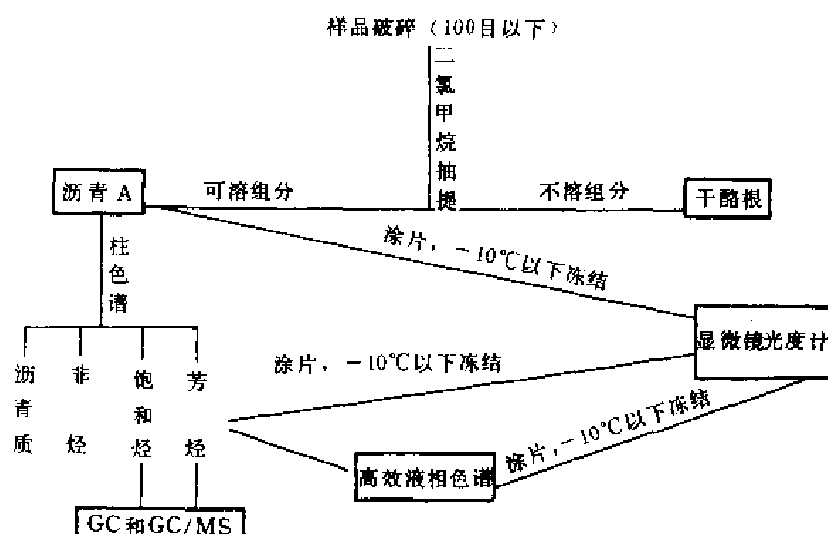



图 5-16　直接涂片冻结法制备流程

态下被测量。显微镜光度计的仪器条件与显微组分分析同，选用的光谱参数除常用的荧光最大波长 $\lambda_{max}$和红绿商比 $Q(I_{650}/I_{500})$ 外，还设置了 $\lambda_{max}$处相对荧光强度分别与 500nm、650nm 处相对荧光强度的比值两个光谱参数，也称光谱商，以 $Q$（$\lambda_{max}/500$）和 $Q$（$\lambda_{max}/650$）表示，也是反映光谱上短波部分和长波部分的相对比例关系。

研究表明，芳烃的可见荧光光谱随成熟度变化而有规律地变化（图 5-17），当样品成

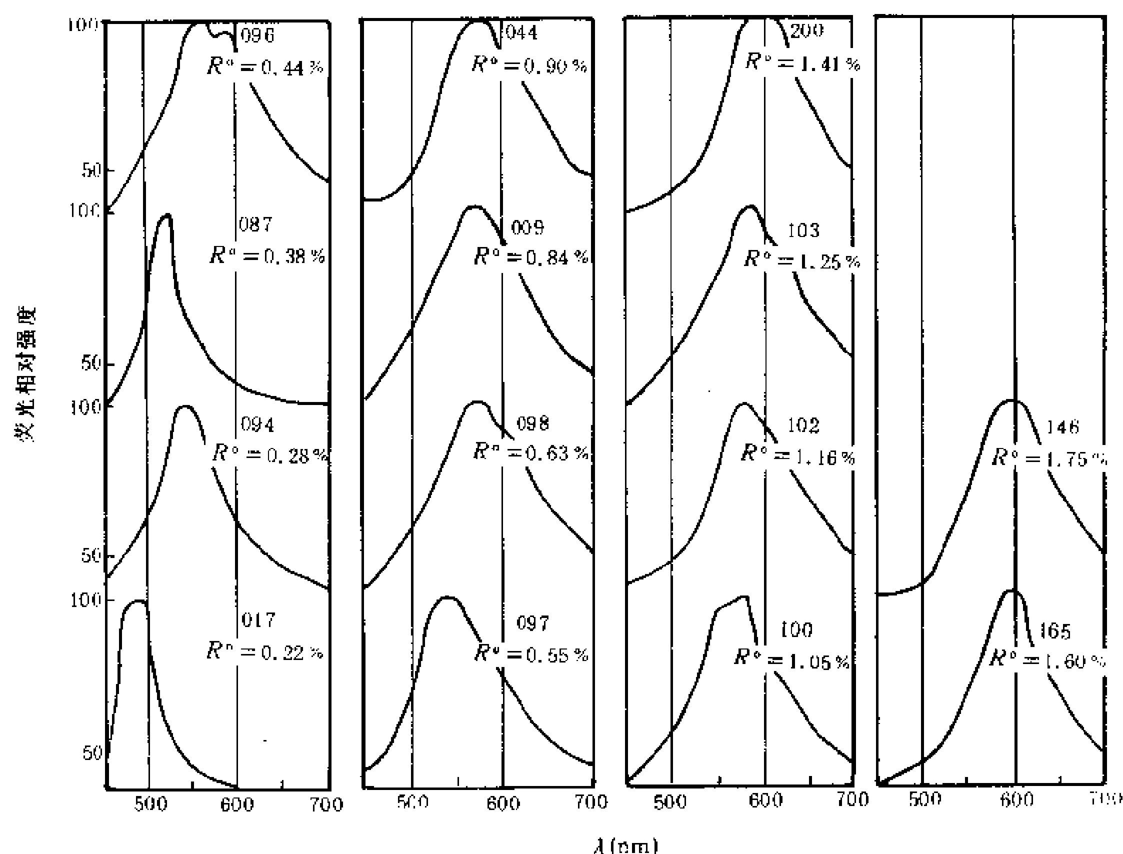



图 5-17　不同成熟度芳烃的可见荧光光谱图

样品来源：094、096、097、098、100、102、103 内蒙古伊敏盆地 $J_3$—$K_1$ 煤系；146、165、200 塔里木盆地西南缘 C—P 地层；017 黑龙江桦川现代泥炭；087 吉林舒兰第三系；009 贵州水城 $P_2$ 煤系；044 河北唐山 $P_1$ 煤系

熟度增高时，荧光向红光方向迁移（图 5-18）。在未成熟阶段（$R^o$0.2—0.5%），荧光最大波长 $\lambda_{max}$在 540nm 以下；成熟阶段的样品，$\lambda_{max}$在 540nm 至 580nm 之间缓慢增加，变化比较复杂；而在高成熟和过成熟阶段，$\lambda_{max}$值达到 580nm 以上。在 $\lambda_{max}$向红光方向迁移的同时，光谱商都表现出规律性变化，相应地荧光强度减弱。表 5-4 给出我国 123 个煤系芳烃样品可见荧光特性变化与有机质演化的关系。

有趣的是，芳烃荧光性的变化规律与显微组分的荧光分析结果相同（见第五章第一节），只不过在相当成熟度时，芳烃的可见荧光波长短于源岩的显微组分，表明显微组分荧光性乃至成烃能力可能与可溶组分的荧光性有某些微妙的联系。

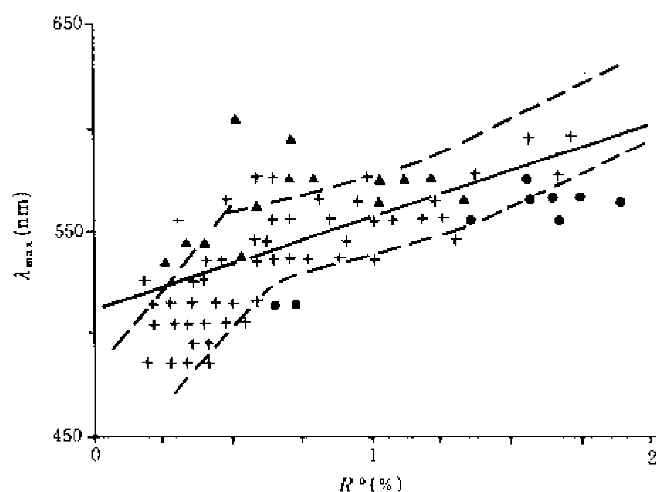



图 5-18　荧光最大波长 $\lambda_{max}$ 与 $R^{\circ}$ 相关关系图

·表示地表氧化样品和饱和烃污染样品；▲表示明显受岩浆热力影响的样品；＋表示“正常”样品

除正常成熟作用外，地表风氧化作用和岩浆热力等作用都会影响芳烃的可见荧光特性。地表风氧化作用会使芳香化合物开环、缩合程度降低而导致荧光“紫移”；岩浆热力作用使芳烃荧光的“红移”速率加快，相同成熟度时，荧光最大波长大于“正常”的样品，这和样品中缩合程度较高的化合物的产率增加有关，在低成熟阶段时尤甚。芳烃中混入饱和烃，荧光也将发生“紫移”，“紫移”的幅度取决于混入的饱和烃的数量。由此可见，影响芳烃荧光特征的因素虽多，但主要取决于它所经历的地质作用对其组成和结构的改变。

**表 5-4　芳烃荧光参数与 $R^{\circ}$ 相关关系分析表**

| 全部样品（$n$=123） | | | 剔除图 5-18 异常组样品后（$n$=102） | | |
|---|---|---|---|---|---|
| $y=f(x)$ | 相关系数 $r$ | F 检验 | $y=f(x)$ | 相关系数 $r$ | F 检验 |
| $\lambda_{max}=509.67+44.63(R^{\circ})$ | 0.635 | 64<br>0.01 水平显著 | $\lambda_{max}=500.612e(0.111R^{\circ})$ | 0.707 | 81<br>0.01 水平显著 |
| $Q=0.162e(1.63R^{\circ})$ | 0.630 | 66<br>0.01 水平显著 | $Q=0.127e(1.996R^{\circ})$ | 0.670 | 80<br>0.01 水平显著 |
| $Q(\lambda_{max}/500)=1.002$<br>$e(0.596R^{\circ})$ | 0.633 | 69<br>0.01 水平显著 | $Q(\lambda_{max}/500)=0.892$<br>$e(0.778R^{\circ})$ | 0.735 | [illegible]<br>0.01 水平显著 |
| $Q(\lambda_{max}/650)=1.989$<br>$(R^{\circ})^{-0.82}$ | 0.604 | 61<br>0.01 水平显著 | $Q(\lambda_{max}/650)=1.863$<br>$(R^{\circ})^{-0.965}$ | 0.660 | 52<br>0.01 水平显著 |

## 二、芳烃组分的成熟作用与荧光性变化

随着源岩成熟度增高，芳烃的可见荧光变化一方面是“红移”，荧光色以蓝绿、绿、黄、橙红色的序列变化；另一方面是光谱商 $Q$ 和 $Q(\lambda_{max}/500)$ 增大，$Q(\lambda_{max}/650)$ 减小，即光谱中长波部分的比例增加。根据前面对荧光产生机理的认识，这种变化趋势意味着随成熟度

增高，芳烃的缩合程度增强，也就是说，可溶有机组分和干酪根同样发生芳构化和缩聚过程。

关于可溶有机物的成熟作用，相左的意见常见诸文献。至少，不能简单地认为随着成熟作用的增强，芳烃化合物只向低环结构演化。Teichmüller（1962）和 van Dick 等（1986）均认为与随着成熟作用增强，可溶组分和干酪根同样发生芳构化作用和缩聚过程。表 5-5 和图 5-19 是不同演化程度芳烃的红外光谱分析结果，可以看到，随成熟度增高，反映缩合芳烃的特征吸收 $760cm^{-1}$ 和 $870cm^{-1}$ 等峰有明显的增强，而芳核上甲基、次甲基与芳核丰度比值（$I_{146cm^{-1}}/I_{1600cm^{-1}}$）降低。

表 5-5　不同成熟度芳烃的红外吸收光密度比值

| 样品 | 产地 | 层位 | $R^o$（%） | $\frac{I_{(760cm^{-1}+870cm^{-1})}}{I_{总光密度}}$ | $\frac{I_{146cm^{-1}}}{I_{1600cm^{-1}}}$ | $\frac{I_{(810cm^{-1}+870cm^{-1})}}{I_{1750cm^{-1}}}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 883094 | 内蒙古伊敏五牧场 | $J_3-K_1$ | 0.26 | 0.178 | 1.742 | 0.329 |
| 883098 | | | 0.52 | 0.207 | 2.136 | 0.565 |
| 883100 | | | 1.05 | 0.328 | 1.777 | 0.681 |
| 883104 | | | 1.36 | 0.321 | 1.765 | 0.548 |
| 87150 | 新疆塔里木 | $C_2$ | 1.62 | 0.557 | 1.241 | 0.956 |

当然，红外分析资料不能肯定芳香化合物会随成熟作用增强发生聚合，却反映了高成熟度的样品中存在比较多的缩合程度更高的芳香化合物这一事实。

为了进一步了解芳烃中不同缩合程度化合物对荧光的贡献，钟宁宁和曾庆平（1990）还用高效液相色谱（HPLC）对山西朔县煤抽提物的芳烃组分进行了分离，分离情况如图 5-20 所示。HPLC 组分及其相互混合物的荧光特性和 GC 给出的 HPLC 组分化合物组成见表 5-6。与“全芳烃”的荧光特性对比分析表明，芳烃馏分中的五环及五环以下化合物不是可见荧光的主要贡献者；正己烷不溶物的荧光很微弱，呈褐色，可能是聚

表 5-6　朔县煤抽提物芳烃 HPLC 组分的荧光分析

| 样品 | | 组成 | 荧光参数 | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $\lambda_{max}$（nm） | $Q$ | $Q$（$\lambda_{max}$/500） | $Q$（$\lambda_{max}$/650） |
| 116 | | 抽提物全芳烃 | 545 | 0.75 | 1.60 | 2.13 |
| 116 | 116-P | 全芳烃的正己烷不溶物 | 很微弱的褐色荧光 | | | |
| | 116-T | 全芳烃的正己烷溶出物 | 550 | 0.83 | 1.72 | 2.06 |
| 116-T | 116-2 | 萘系列和菲系列化合物 | 500 | 0.04 | 1.00 | 24.51 |
| | 116-2 | 四环、五环芳烃混合物 | 510 | 0.20 | 1.06 | 5.14 |
| | 116-3 | 116-1、116-2 与少量 116-5 混合物 | 510 | 0.11 | 1.00 | 9.53 |
| | 116-4 | 116-1、116-2 与多量 116-5 混合物 | 570 | 1.31 | 1.99 | 1.52 |
| | 116-5 | HPLC 极性组分（液谱反冲出来） | 570 | 1.80 | 2.69 | 1.49 |

合度太高的缘故，也不是可见荧光的贡献者。正己烷溶出物的荧光特性决定了“全芳烃”的荧光特性，而正己烷溶出物的荧光特性又取决于其中的HPLC极性组分，只有HPLC极性组分产生较强的，并且波长略长于“全芳烃”的荧光。其它HPLC组分和HPLC极性组分的混合，产生一种类似“稀释”的效应，使混合物的荧光向短波（紫）的方向迁移。正是由于HPLC极性组分与其它HPLC组分不同比例的混合，分子内部和分子之间荧光讯号的相互作用，塑造了芳烃组分的总体荧光特性。

因此可以认为，在成熟度低的样品中，五环及五环以下化合物的相对比例较高，而聚合度更高的HPLC极性馏分较少，显示出波长较短的荧光。成熟度较高的样品中，聚合度较高的HPLC极性馏分相对较多，故荧光的波长较长。HPLC极性馏分代表的稠环芳香化合物可能是由于非芳香馏分

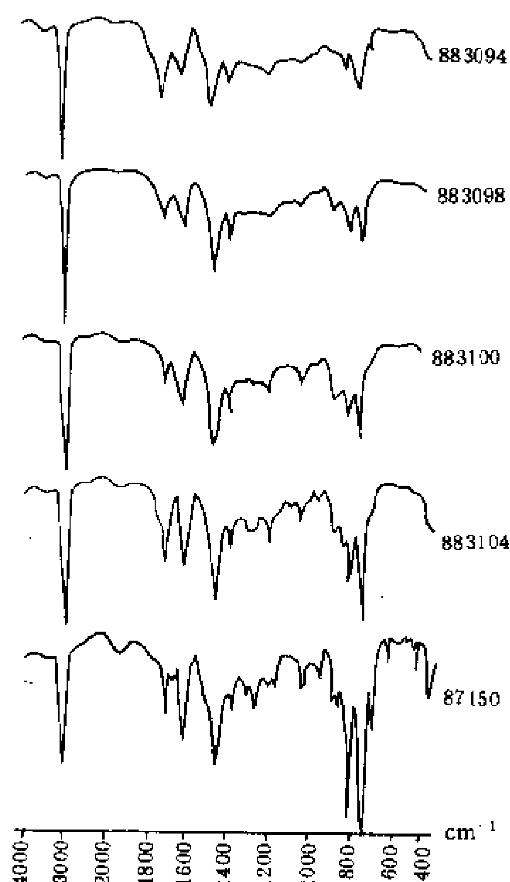



图 5-19　不同成熟度芳烃的红外吸收光谱图

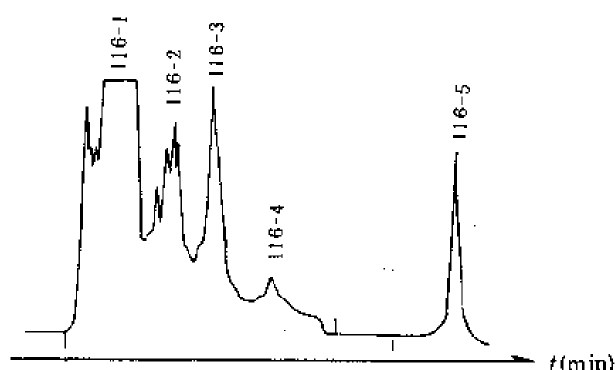



图 5-20　朔县煤抽提物芳烃组分高效液相色谱图

的芳构化作用所产生，并且在一般条件下不能被GC检测。实际上，芳烃馏分荧光特性反映的可溶组分的芳构化和缩聚作用，和以往认识的热演化过程中芳烃向低环结构演化以及脱甲基作用的机理并不矛盾，恰恰是相互补充，丰富了芳烃馏分地球化学演化的内容。

## 三、芳烃可见荧光参数的地质意义

无独有偶，芳烃荧光参数与源岩 Rock-eval 分析 $S_2$ 峰峰顶温度也有比较好的相关性（图5-21）。因此，有必要对芳烃可见荧光参数的成熟作用意义作进一步分析。

从图5-18的样品中剔除污染、风氧化和受岩浆热力影响的样品，把“正常”样品按其源岩镜质组反射率 $R^o$0.04%的间隔划分成0.20—0.24、0.25—0.29、……、1.75—1.79等若干阶段，以每一阶段的中间值作为该阶段的代表性成熟度（中间值代表的成熟度范围 $R^o$±0.02%，在测量误差范围之内），每一阶段样品的荧光参数分别平均（表5-7），采用加权回归方法，以每一阶段样品数 $n_i$ 为“权”，芳烃可见荧光参数与 $R^o$相关分析结果见

**表5-7　不同演化阶段芳烃馏分的荧光光谱参数**

| 演化阶段 | 组号 | 样品数 $n_i$ | 成熟度范围 $R^o$（%） | 组中值 $R^o$（%） | $\lambda_{max}$(nm) | $Q$ | $Q(\lambda_{max}/500)$ | $Q(\lambda_{max}/650)$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 未成熟 | 1 | 5 | 0.20—0.24 | 0.22 | 510 | 0.26 | 1.26 | 10.69 |
| | 2 | 4 | 0.25—0.29 | 0.27 | 523 | 0.26 | 1.24 | 7.60 |
| | 3 | 4 | 0.30—0.34 | 0.32 | 490 | 0.06 | 0.87 | 26.87 |
| | 4 | 9 | 0.35—0.39 | 0.37 | 520 | 0.25 | 1.11 | 4.95 |
| | 5 | 7 | 0.40—0.44 | 0.42 | 526 | 0.48 | 1.20 | 3.94 |
| | 6 | 4 | 0.45—0.49 | 0.47 | 506 | 0.19 | 1.12 | 4.79 |
| | 7 | 8 | 0.50—0.54 | 0.52 | 536 | 0.60 | 1.41 | 3.03 |
| 成熟 | 8 | 3 | 0.55—0.59 | 0.57 | 540 | 0.76 | 1.18 | 1.93 |
| | 9 | 5 | 0.60—0.64 | 0.62 | 575 | 1.33 | 1.96 | 1.48 |
| | 10 | 9 | 0.65—0.69 | 0.67 | 556 | 1.26 | 2.06 | 2.46 |
| | 11 | 5 | 0.70—0.74 | 0.72 | 535 | 0.93 | 1.87 | 2.13 |
| | 12 | 5 | 0.75—0.79 | 0.77 | 560 | 1.05 | 1.66 | 1.78 |
| | 13 | — | 0.80—0.84 | 0.82 | — | — | — | — |
| | 14 | 5 | 0.85—0.89 | 0.87 | 556 | 0.98 | 1.75 | 1.98 |
| | 15 | 2 | 0.90—0.94 | 0.92 | 560 | 1.11 | 1.86 | 1.67 |
| | 16 | 2 | 0.95—0.99 | 0.97 | 560 | 1.12 | 2.08 | 1.98 |
| | 17 | 3 | 1.00—1.04 | 1.02 | 563 | 0.68 | 1.42 | 2.26 |
| | 18 | 5 | 1.05—1.09 | 1.07 | 575 | 1.23 | 1.68 | 1.41 |
| | 19 | — | 1.10—1.14 | 1.12 | — | — | — | — |
| | 20 | 1 | 1.15—1.19 | 1.17 | 580 | 1.61 | 2.32 | 1.44 |
| | 21 | 1 | 1.20—1.24 | 1.22 | 560 | 1.01 | 1.64 | 1.62 |
| | 22 | 1 | 1.25—1.29 | 1.27 | 580 | 1.51 | 1.09 | 1.38 |
| | 23 | 2 | 1.30—1.34 | 1.32 | 556 | 0.88 | 1.92 | 2.07 |
| | 24 | 3 | 1.35—1.39 | 1.37 | 570 | 2.68 | 4.07 | 1.52 |
| 过成熟 | 25 | 2 | 1.40—1.44 | 1.42 | 580 | 3.17 | 4.46 | 1.41 |
| | 26 | — | 1.45—1.49 | 1.47 | — | — | — | — |
| | 27 | — | 1.50—1.54 | 1.52 | — | — | — | — |
| | 28 | — | 1.55—1.59 | 1.57 | — | — | — | — |
| | 29 | 2 | 1.60—1.64 | 1.62 | 585 | 2.42 | 3.18 | 1.32 |
| | 30 | — | 1.65—1.69 | 1.67 | — | — | — | — |
| | 31 | 3 | 1.70—1.74 | 1.72 | 580 | 2.49 | 3.84 | 1.61 |
| | 32 | 2 | 1.75—1.79 | 1.77 | 600 | 4.34 | 5.84 | 1.35 |

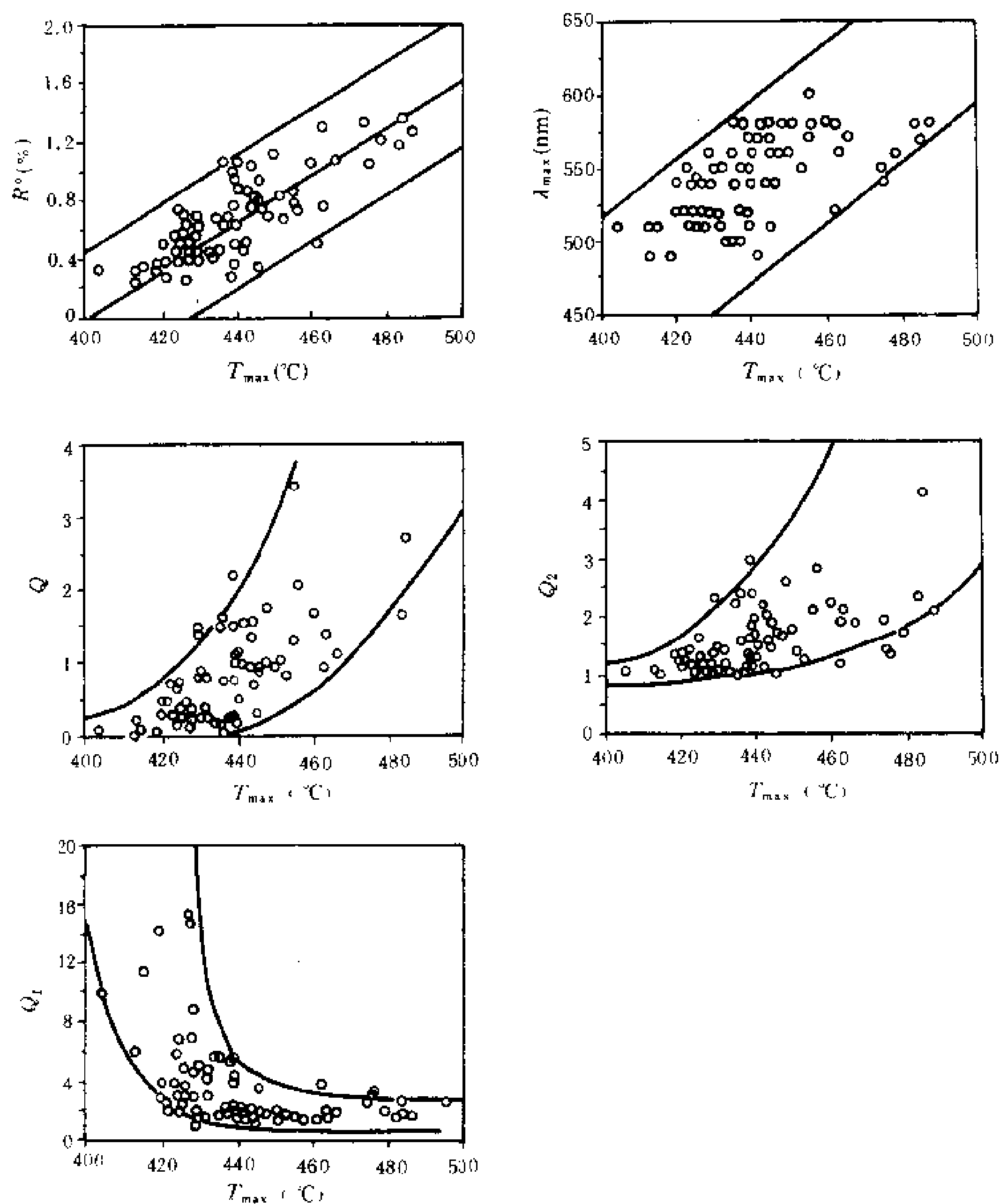



图 5-21 芳烃可见荧光参数与 $T_{max}$ 关系图

(样品来源同图 5-18) $Q_1=Q$ ($\lambda_{max}/500$)；$Q_2=Q$ ($\lambda_{max}/650$)

图 5-22 和表 5-8，它显示出了芳烃组分荧光参数作为烃源岩有机质演化指标的潜在意义。

首先，从图 5-18 和图 5-22 可见，芳烃可见荧光特性的变化是有阶段性的，大致是 $R^o$ <0.5%的未成熟阶段和 $R^o$>1.3%的过成熟阶段，荧光的 $\lambda_{max}$ 变化比较迅速，而在此两者之间的成熟阶段，荧光的 $\lambda_{max}$ 变化比较缓慢，这一时期正是烃源岩演化历程中可溶有机组分大量形成，可溶有机组分的成分、结构变化不均衡时期，芳构化作用和缩聚作用可能相对“迟滞”。

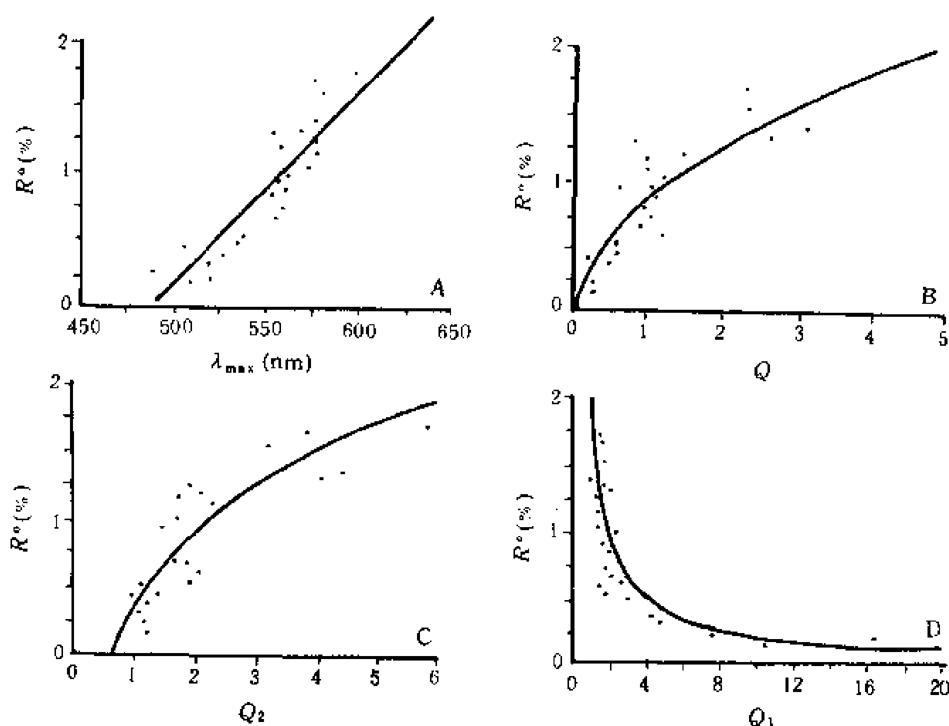



图 5-22　芳烃可见荧光参数与 $R^o$ 相关关系图

（样品来源同图 5-18）

**表 5-8　$R^o$ 与荧光参数加权回归方差分析表**

| 离差来源 / $y=f(x)$* | 总计 | | 剩余 | | | 回归 | | | 相关系数 $r$ | F 检验 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 平方和 | 自由度 | 平方和 | 均方 | 自由度 | 平方和 | 均方 | 自由度 | | |
| $R^o=-7.014+0.014\lambda_{max}$ | 5.3 | 25 | 1.3 | 0.1 | 24 | 3.9 | 3.9 | 1 | 0.864 | 70<br>0.01 水平显著 |
| $R^o=0.847Q^{0.628}$ | 8.8 | 25 | 2.3 | 0.1 | 24 | 6.5 | 6.5 | 1 | 0.857 | 66<br>0.01 水平显著 |
| $R^o=0.373+0.84\lg Q_1$ | 5.3 | 25 | 1.3 | 0.1 | 24 | 4.0 | 4.0 | 1 | 0.867 | 98.1<br>0.01 水平显著 |
| $R^o=1.679 Q_2^{-0.51}$ | 7.9 | 25 | 1.6 | 0.1 | 24 | 6.4 | 6.4 | 1 | 0.896 | 93.4<br>0.01 水平显著 |

* $Q_1=Q(\lambda_{max}/500)$；$Q_2=Q(\lambda_{max}/650)$。

其次，光谱商 Q、$Q(\lambda_{max}/500)$ 和 $Q(\lambda_{max}/650)$ 与 $R^o$ 有良好的相关性。若以芳烃可见荧光参数划分源岩演化阶段，当 $Q(\lambda_{max}/650)>Q(\lambda_{max}/500)$ 时，是未成熟阶段；$Q(\lambda_{max}/650)<Q(\lambda_{max}/500)$ 时，是过成熟阶段；两者交错变化时为成熟阶段。不同演化阶段的芳烃组分荧光特性见表 5-9。

与镜质组反射率 $R^o$ 相比，芳烃组分可见荧光参数做烃源岩演化程度指标有一些明显的优点，对于确定缺乏镜质组分的烃源岩和液态烃的成熟度有一定的应用前景。尤其是光谱商 $Q(\lambda_{max}/650)$ 与 $R^o$ 关系曲线上，$Q(\lambda_{max}/650)$ 值变化拐点对应的 $R^o$ 值为 0.5%，正是成熟阶段的开始。在整个未成熟阶段，$R^o$ 值的变化仅从约 0.2% 至约 0.5%，幅度很小，

并且由于这一阶段镜质体化学结构的无序性和强烈的非晶光性，$R^o$值的测量误差较大，不是理想的演化参数。但在相应的演化阶段，$Q(\lambda_{max}/650)$值却从约2.0变化至15以上，幅度之大是$R^o$所不能比拟的，这一参数将是研究烃源岩未成熟和低成熟阶段演化特征的有用参数。

**表5-9　不同演化阶段的芳烃荧光特征**

| 演化阶段 | $R^o$（%） | 荧光特征 |
| --- | --- | --- |
| 未成熟 | ＜0.5 | $\lambda_{max}$＜540nm，$Q$＜0.5，$Q(\lambda_{max}/650)$＞$Q(\lambda_{max}/500)$ |
| 成熟 | 0.5－1.35 | $\lambda_{max}$＝540－580nm，$Q$＝0.5－3.0，$Q(\lambda_{max}/650)$与$Q(\lambda_{max}/500)$交错变化 |
| 过成熟 | ＞1.35 | $\lambda_{max}$＞580nm，$Q$＞3.0，$Q(\lambda_{max}/650)$＜$Q(\lambda_{max}/500)$ |

## 第三节　沉积岩石中分散有机质可溶组分的演化

在一个沉积盆地发育的历史过程中，沉积岩分散有机物质伴随各种地质和地球化学作用而进行着演化，因此，有机物质的演化又从另一个侧面记录了盆地的形成和发展的历史。尤为重要的是，有机质的演化结果导致油气的生成，记录着油气生成的机制，这就是为什么有机质的演化愈益受到人们重视的根本原因。

### 一、正构烷烃的演化

自然界许多生物体中含有以偶数碳原子为主的脂肪酸、蜡和少量以奇数碳原子为主的正构烷烃。当生物体死亡而被沉积物埋藏和堆积后，在成岩及深成作用过程中，在生物化学及热力作用下，沉积岩石中分散有机物质发生脱羧作用，从而导致以奇数碳原子为主的正构烷烃的分布。Bray 和 Evans（1961）通过对南加利福尼亚海、墨西哥湾以及一些淡水湖、咸水湖、土壤等不同沉积环境中现代沉积物、古代页岩和原油分析后，发现现代沉积有机质中长链正构烷烃的奇数碳烃比偶数碳烃占优势，而古代页岩及原油中这种优势却不存在了。因此，他们提出利用正构烷烃碳优势指数（*CPI*）来判别沉积岩中有机物质及原油的成熟程度。其计算公式如下：

$$CPI = \frac{1}{2}\left[\frac{\Sigma C_{25} - C_{33}}{\Sigma C_{24} - C_{32}} + \frac{\Sigma C_{25} - C_{33}}{\Sigma C_{26} - C_{34}}\right]$$

此后，Scalan 和 Smith（1970）对碳优势指数经过数学推导，提出了正烷烃奇偶优势（*OEP*）的计算公式：

$$OEP = \left[\frac{C_i + 6C_{i+2} + C_{i+4}}{4C_{i-1} + 4C_{i-3}}\right]^{(-1)^{i+1}}$$

在计算时，一般选择$C_{24}$—$C_{34}$之间的连续五个碳进行，不宜简单采用主峰前后五个碳计算。因为混合型母质常出现双主峰，即$C_{17}$—$C_{19}$和$C_{27}$—$C_{29}$，前者主要为低等水生生物来源，后者主要表征高等植物所提供的母质。由于不同母质成熟的差异性，经常出现正烷烃$C_{20}$前的奇数优势虽已消失，*CPI*或*OEP*都接近于1.20，但$C_{20}$以后高碳部分的奇数

优势仍明显存在（图 5-23）。因此，在计算各类母质的正烷烃奇偶优势时，一般应选择 $C_{24}$—$C_{34}$之间连续的五个碳进行计算。

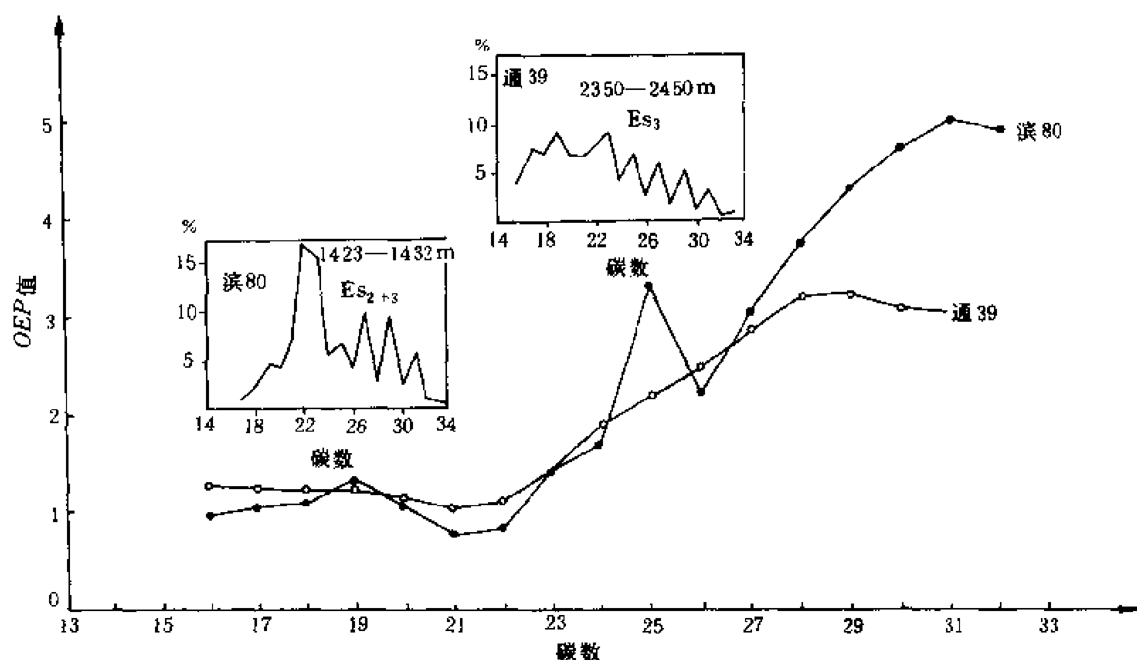



图 5-23 济阳坳陷泥岩正烷烃奇偶优势变化特征图

值得提出的是，在碳酸盐岩和盐湖相沉积岩石中，无论其有机质成熟与否，正烷烃碳数分布一般具偶碳优势，*OEP* 值小于 1，且伴随着异戊间二烯烷烃的植烷优势出现。Welte 和 Waples（1973）认为，在强还原环境下，由于植物蜡水解形成偶碳数酸和醇，或植醇的还原作用超过脱羧作用，因而同时形成了偶碳优势和植烷优势。Shimoyama 和 Johns（1972）在蒙脱石和碳酸钙存在下作了正脂肪酸的降解试验，结果是蒙脱石有利于脂肪酸脱羧作用的进行，从而生成少一个碳原子的奇碳数正烷烃；碳酸钙则有利于脂肪酸的 C—C 键 β 断裂，从而形成少两个碳原子的正构烷烃。因此，在碎屑沉积岩中一般出现奇碳优势，而在碳酸盐岩和蒸发岩沉积中一般出现偶碳优势。

关于正构烷烃的演化规律：在一些继承性凹陷的连续沉积剖面中，正构烷烃的奇数优势随埋藏深度增加而逐渐消失，在未进入成油门限之前，正烷烃的 *CPI* 和 *OEP* 均大于 1.20，只是到剖面埋深达成油门限之后，正烷烃的 *OEP* 和 *CPI* 才小于或等于 1.20。通常，成熟原油的正烷烃 *OEP* 值小于 1.20。因此，有机地球化学家常将源岩正烷烃 *OEP* 值接近于 1.20 的深度确定为该沉积剖面的成油门限深度。如黄骅坳陷沧东凹陷沧 9 井剖面（图 5-24），该凹陷根据综合地球化学资料确定成油门限深度为 3 100m。由图 5-24 和图 5-25 可见，在埋深 3 100m 前，*OEP* 和 *CPI* 均大于 1.20。由 2 500—3 050m，随着埋深的增加，有机质热演化程度增高，正烷烃的 *CPI* 及 *OEP* 值均逐渐减小并趋近于 1.20，当埋深达 3 100m，源岩有机质开始成熟，正烷烃 *CPI* 达 1.09，*OEP* 达 1.10，这显然表明，正烷烃在热演化过程中，当源岩进入成油门限后，由于大量干酪根降解烃对其稀释，从而使奇数碳优势逐渐消失。故一般原油和成熟生油岩中正烷烃的 *OEP* 值接近于 1。

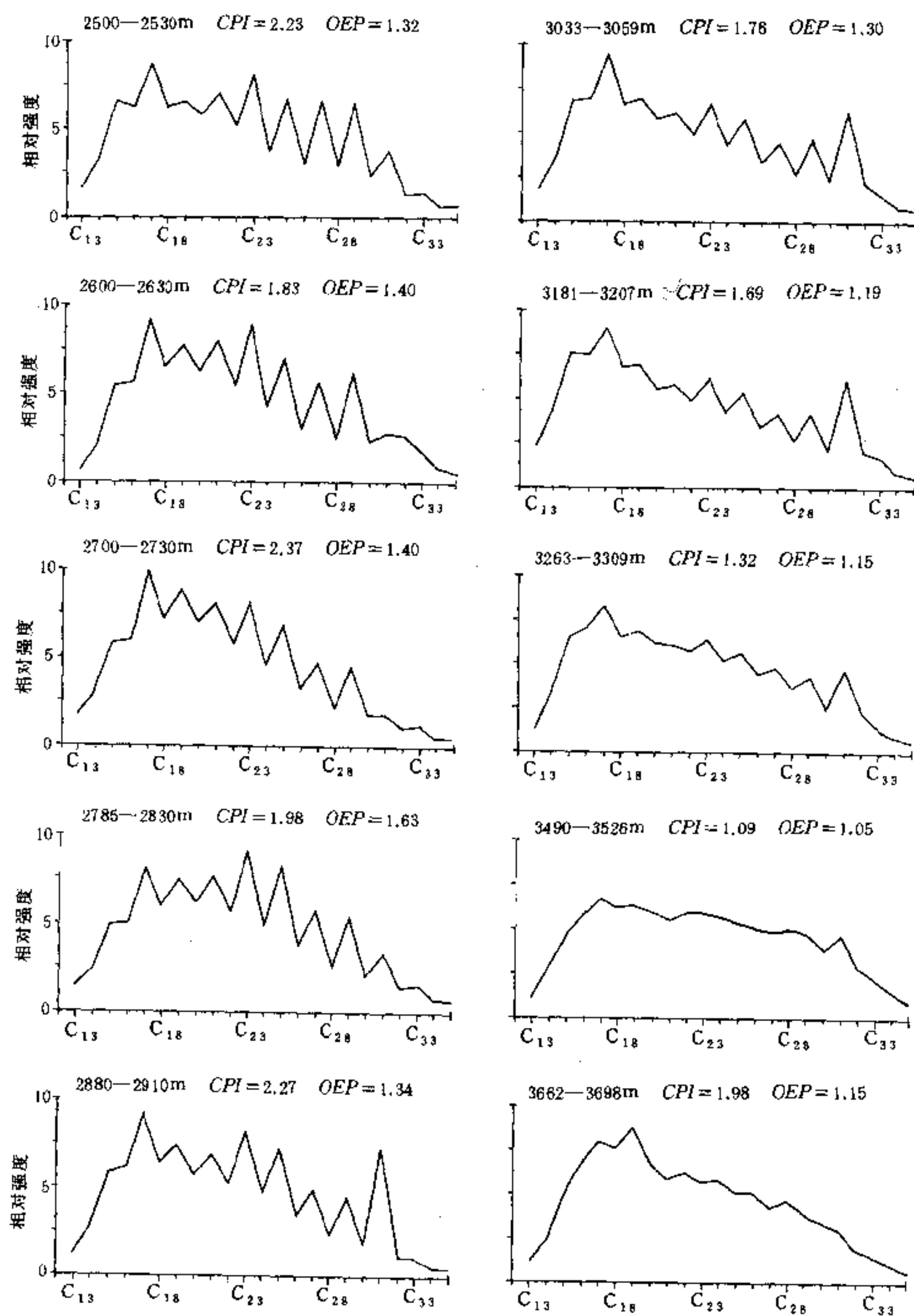



图 5-24 沧 9 井生油岩正构烷烃分布演化图

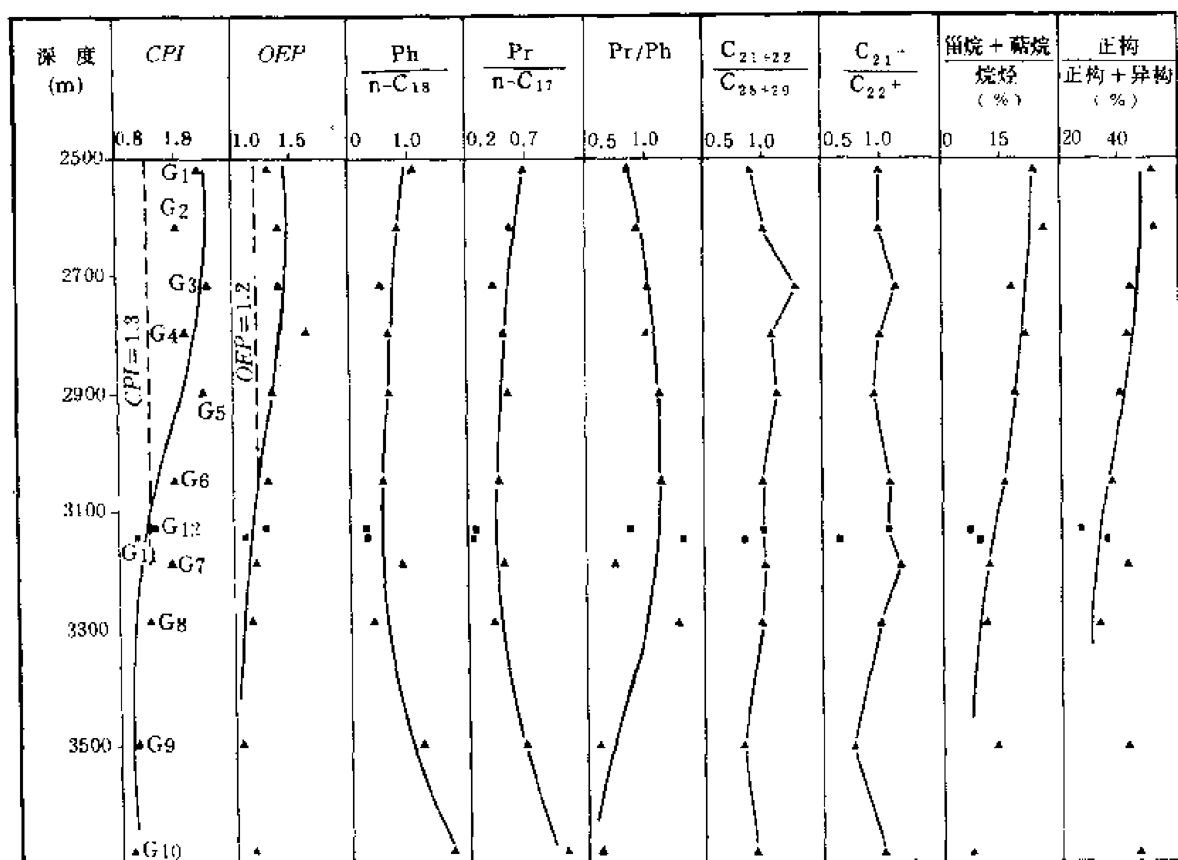


图 5-25 沧 9 井生油岩饱和烃气相色谱参数演化图

## 二、异戊间二烯烷烃的演化

异戊间二烯类化合物主要来源于叶绿素的植醇侧链，叶绿素水解脱掉植醇基，植醇脱水生成植二烯，在强还原条件下，加氢还原生成植烷。植醇亦可以在氧化条件下生成植酸，脱羧后生成姥鲛烷。植烷和姥鲛烷经热降解即生成降姥鲛烷和三甲基十三烷（$C_{18}$和 $C_{16}$规则的异戊间二烯烷烃），由于产生 $C_{17}$规则异戊间二烯烷烃需要断裂两个 C—C 键，此种情况较难发生。所以，一般原油及源岩中很少发现 $C_{17}$规则异戊间二烯烷烃。

地球化学研究表明，规则异戊间二烯烷烃的植烷和姥鲛烷具有较强的沉积环境指相意义。在强还原环境的沉积相中，规则异戊间二烯烷烃的内分布是以植烷优势为特征，在一些弱氧化的成煤环境中，一般表现为强烈的姥鲛烷优势，姥鲛烷与植烷之比值常大于 2.7 以上，最高可达 14。

由于植烷和姥鲛烷分别带有 4 个侧链甲基，在热力作用下易发生去甲基作用，从而导致规则异戊间二烯烷烃的演化。根据松辽盆地下白垩统生油岩剖面中植烷、姥鲛烷、降姥鲛烷、2，6，10-三甲基十三烷和法呢烷（2，6，10-三甲基十二烷）随埋藏深度的变化（见图 5-26），高碳数规则异戊间二烯烷烃（植烷、姥鲛烷）随埋深相对丰度逐渐减少，而

| 井号 | 井段 (m) | 层位 | OEP | $\frac{Pr}{n\text{-}C_{17}}$ | $\frac{Ph}{n\text{-}C_{18}}$ | $\frac{Pr}{Ph}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 萨126-1 | 780 | $K_1n_1$ | | | | 0.60 |
| | | $K_1n_1$ | | | | 0.43 |
| 杏143-7 | 1090 | $K_1qn_{2+3}$ | 1.53 | 0.20 | 0.19 | 0.78 |
| 杏143-8 | | $K_1qn_{2+3}$ | | | | 0.40 |
| 杏143-9 | 1137 | $K_1qn_{2+3}$ | 1.1[illegible] | 0.33 | 0.38 | 0.79 |
| 杏143-10 | 1163 | $K_1qn_{2+3}$ | 1.1[illegible] | 0.26 | 0.31 | 0.88 |
| 高1-3 | 1195 | $K_1qn_{2+3}$ | 1.19 | 0.46 | 0.21 | 0.97 |
| 高1-4 | 1211 | $K_1qn_{2+3}$ | 1.14 | 0.29 | 0.34 | 0.54 |
| 高1-5 | 1297 | $K_1qn_{2+3}$ | 1.14 | 0.34 | 0.26 | 0.96 |
| 高1-6 | 1339 | $K_1qn_{2+3}$ | | | | 0.86 |
| 高1-7 | 1360 | $K_1qn_{2+3}$ | 1.10 | 0.28 | 0.24 | 0.89 |
| 高1-8 | 1375 | $K_1qn_{2+3}$ | 1.08 | 0.24 | 0.23 | 0.78 |
| 太7-1 | 1660 | $K_1qn_1$ | 1.07 | 0.33 | 0.27 | 0.93 |
| 太7-2 | 1670 | $K_1qn_1$ | 1.08 | 0.25 | 0.19 | 1.71 |
| 太7-3 | 1681 | $K_1qn_1$ | 1.09 | 0.34 | 0.24 | 1.36 |
| 太7-4 | 1689 | $K_1qn_1$ | 1.13 | 0.33 | 0.27 | 1.17 |
| 太7-5 | 1698 | $K_1qn_1$ | 1.12 | 0.37 | 0.30 | 1.08 |
| 太7-6 | 1699 | $K_1qn_1$ | 1.13 | 0.35 | 0.29 | 1.11 |
| 太7-7 | 1700.1 | $K_1qn_1$ | 1.17 | 0.38 | 0.32 | 1.19 |
| 太7-8 | 1701 | $K_1qn_1$ | 1.12 | 0.38 | 0.31 | 1.22 |
| 太7-9 | 1702 | $K_1qn_1$ | 1.13 | 0.43 | 0.35 | 1.28 |
| 太7-10 | 1703 | $K_1qn_1$ | 1.18 | 0.43 | 0.35 | 1.22 |
| 太7-11 | 1705 | $K_1qn_1$ | 1.12 | 0.55 | 0.34 | 1.22 |
| 太7-12 | 1705.7 | $K_1qn_1$ | 1.17 | 0.38 | 0.32 | 1.15 |
| 太7-13 | 1706.7 | $K_1qn_1$ | 1.07 | 0.32 | 0.25 | 1.23 |
| 树1-8 | 1810.8 | $K_1qn_1$ | 1.14 | 0.37 | 0.30 | 1.19 |
| 树1-9 | 1813.8 | $K_1qn_1$ | 0.98 | 0.26 | 0.15 | 1.74 |



图 5-26 松辽盆地下白垩统生油岩中类异戊间二烯烷烃随埋深的地球化学变化特征图

低碳数规则异戊间二烯烷烃相对丰度逐渐增加。如在松辽盆地未成熟阶段(埋深小于1 100m)，姥鲛烷/植烷值一般小于0.7，随着埋深增加，热成熟作用增强，在1 200m进入成油门限深度后，随着干酪根大量热降解成烃，植烷也可能发生去甲基作用使姥鲛烷相对含量增加，姥鲛烷/植烷值高达1.74。

## 三、甾烷及五环三萜烷的演化

在一定连续沉积的盆地中，泥岩分散有机质随埋藏深度增大而其热成熟度不断增高，其中的甾、萜化合物亦由不稳定的生物构型（R 构型）向稳定的地质构型（S 构型）转化，直到平衡终点。

图 5-27 是渤海湾盆地黄骅拗陷沧东凹陷沧 9 井下第三系生油岩剖面 $m/z$217 及 $m/$

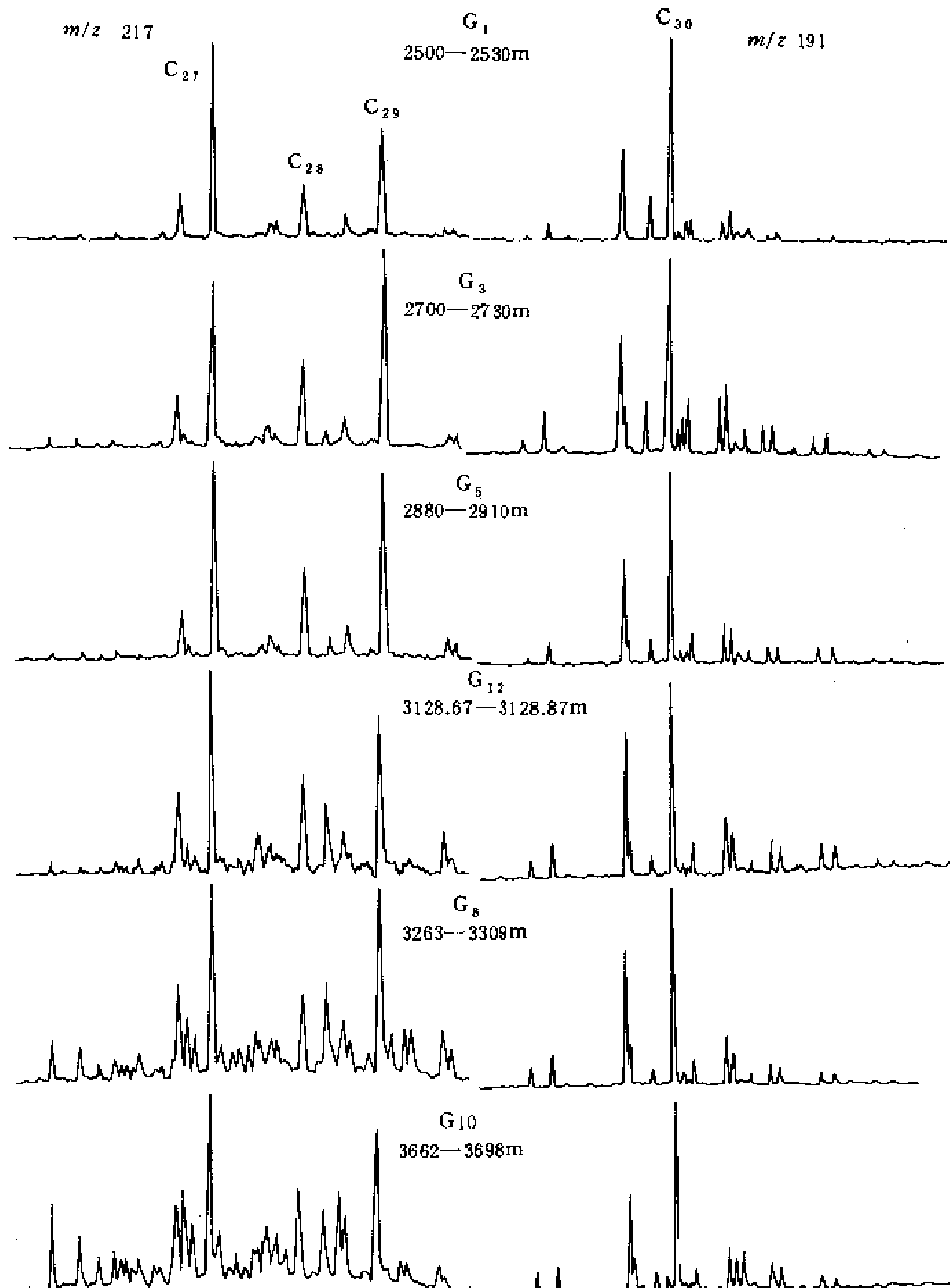



图 5-27 沧 9 井生油岩甾烷（左）及五环三萜烷（右）演化图

z191 质量色谱图。由图可见，随着埋藏深度增加，甾烷分布呈现规律性变化，粪甾烷含量逐渐减少，异胆甾烷含量不断增加，ααα-20R 构型不断减小，ααα-20S 构型不断增加，与此同时，由于重排甾烷的热稳定性相对于正规甾烷更高，因而，随热成熟作用增大，重排甾烷含量也在增加。

萜烷的演化趋势基本上与甾烷相似，17α，21β $C_{31}$，$C_{32}$22R 随埋深增加而不断减小，17α，21β$C_{31}$，$C_{32}$22S 随埋深增加而不断增大。

值得注意的是，虽然甾烷和五环三萜烷在热演化过程中，都具有生物构型向地质构型的相似演化规律，但由于甾烷和五环三萜烷的异构化反应具有不同的活化能及热力学生成自由能，因而反应物反应速度及产物浓度和反应平衡终点都各不一样。图 5-28 是沧 9 井源岩中甾烷和萜烷的成熟度参数剖面图。随着源岩埋藏深度的增加，各项异构化参数都

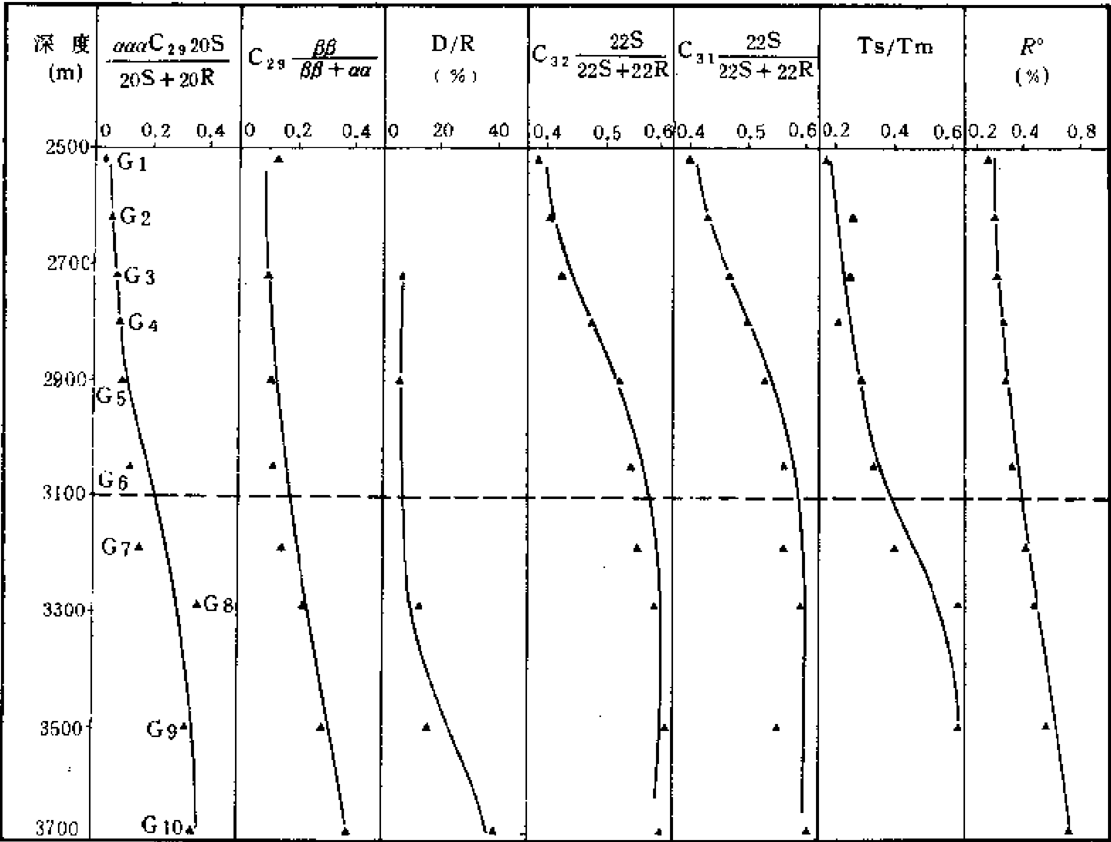



图 5-28 沧 9 井生油岩甾、萜成熟度参数演化图

D. 重排甾烷；R. 规则甾烷

有增大趋势，但甾烷和萜烷增大的速率幅度和终点平衡值却完全不同。在埋深3 100m（$R^o$－0.6%），甾烷 $C_{29}$αααS/（S＋R）＝0.20，$C_{29}$ αββ/（αββ＋ ααα）＝0.18；而萜烷 17α，21β$C_{31}$及 $C_{32}$的 22S/（22S＋22R）＝0.57，已接近异构化终点。这说明藿烷C-22位的 R 构型向 S 构型的异构化速率要比甾烷C-20位的异构化速率快。

图 5-29，5-30 是甾烷和异胆甾烷的异构化参数与镜质组反射率的关系图，这些化合物未达异构化终点前均表现出与镜质组反射率具良好的线性关系。图 5-31 是五环三萜烷

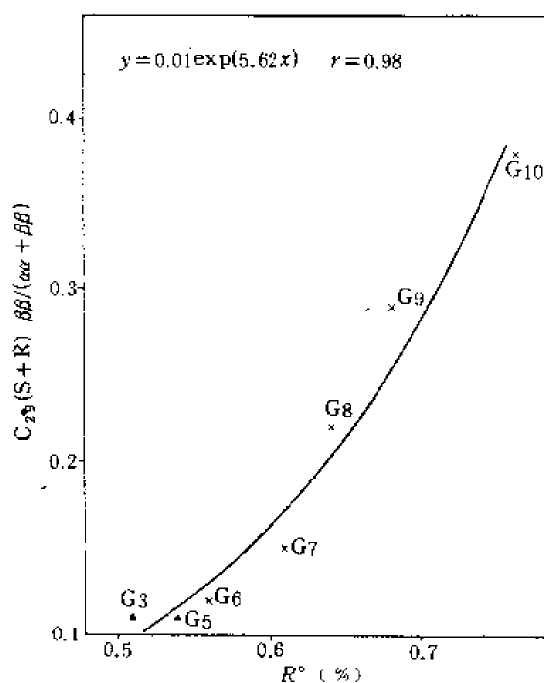



图 5-29 沧 9 井生油岩 $C_{29}$甾烷 ββ/(αα+ββ) 与镜质组反射率关系

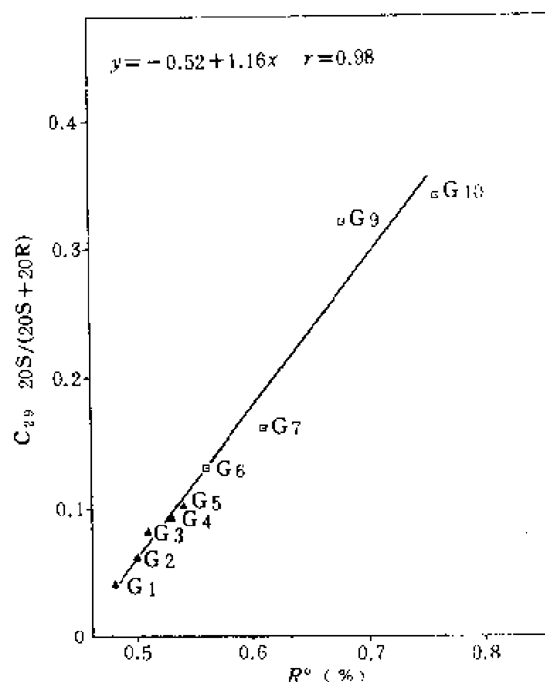



图 5-30 沧 9 井生油岩 $C_{29}$ 20S/(20S−20R) 与镜质组反射率关系

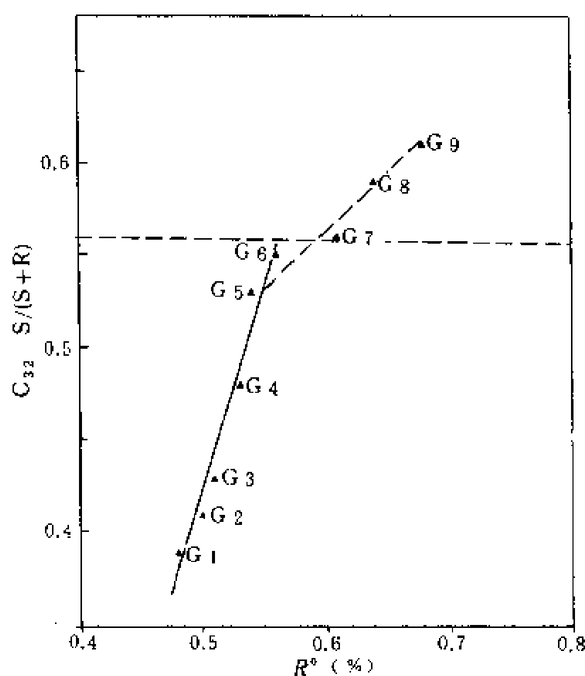



图 5-31 沧 9 井生油岩 17α，21β$C_{32}$ S/(S+R) 与镜质组反射率的关系

17α,21β$C_{32}$ 22S/(22S+22R)与镜质组反射率的关系图。由图可见，当异构未达终点前，$R^o$与 17α，21β$C_{32}$ 22S/（22S+22R)具良好线性关系，只是在异构化接近终点时，$C_{32}$藿烷 22R 向 22S 异构化速率明显变低了。值得注意的是，$C_{32}$藿烷接近异构化终点时源岩中的镜质组反射率值仅 0.6%，此时同一样品的甾烷异构化参数仅 0.2，远未达到异构化终点。由此进一步说明，在相同的地质和地球化学条件下，五环三萜烷的异构化速率明显高于甾烷。

## 四、倍半萜烷的演化

倍半萜最早的报道是 Bendoraitis (1974) 在石油中发现的卡达烯（I）和其他 $C_{14}$和 $C_{15}$二环烷烃。Alexander (1983) 用合成标样已证实了补身烷（锥满烷）和桉叶烷存在于澳大利亚许多原油之中。Simoneit (1986) 在化石树脂、沉积物和原油中已检出各种倍半萜。越来越多的事实证明，煤系源岩所生成的轻质油和凝析油中含有十分

丰富的倍半萜。

关于二环倍半萜的演化特征，Noble 等（1987）发现补身烷及升补身烷的 8β（H）构型的丰度随成熟度增高而增大，而 8α（H）构型则随成熟度增高而其丰度减小。笔者在中国东部渤海湾盆地沧东凹陷低熟源岩成烃研究中发现了倍半萜的另一种演化规律。图 5-32 是沧东凹陷沧 9 井源岩中二环倍半萜的演化剖面。该剖面井深 2 500—3 145.11m，岩性为黑色泥岩，2 500—2 910m 为下第三系沙河街组沙二—沙三段地层，3 030—3 698m 为孔店组地层，全井源岩处于未成熟—低成熟的演化阶段，即从 2 500m 开始镜质组反射率值为 0.48%，到 3 698m 时 $R^{o}$仅 0.76%。全井系统采样 10 个，全部进行了倍半萜检测。质量色谱采用两种方式提供，一种是加和提取，即 $m/z$（123+109）；另一种是 $m/z$123 与 $m/z$109 分别提取。由上述两种质谱图剖面均可见到（图 5-32，5-33）：随着埋藏深度增加，$C_{14}$二环倍半萜相对丰度逐渐降低，而 $C_{16}$升补身烷相对丰度则逐渐增高；到埋深3 100m

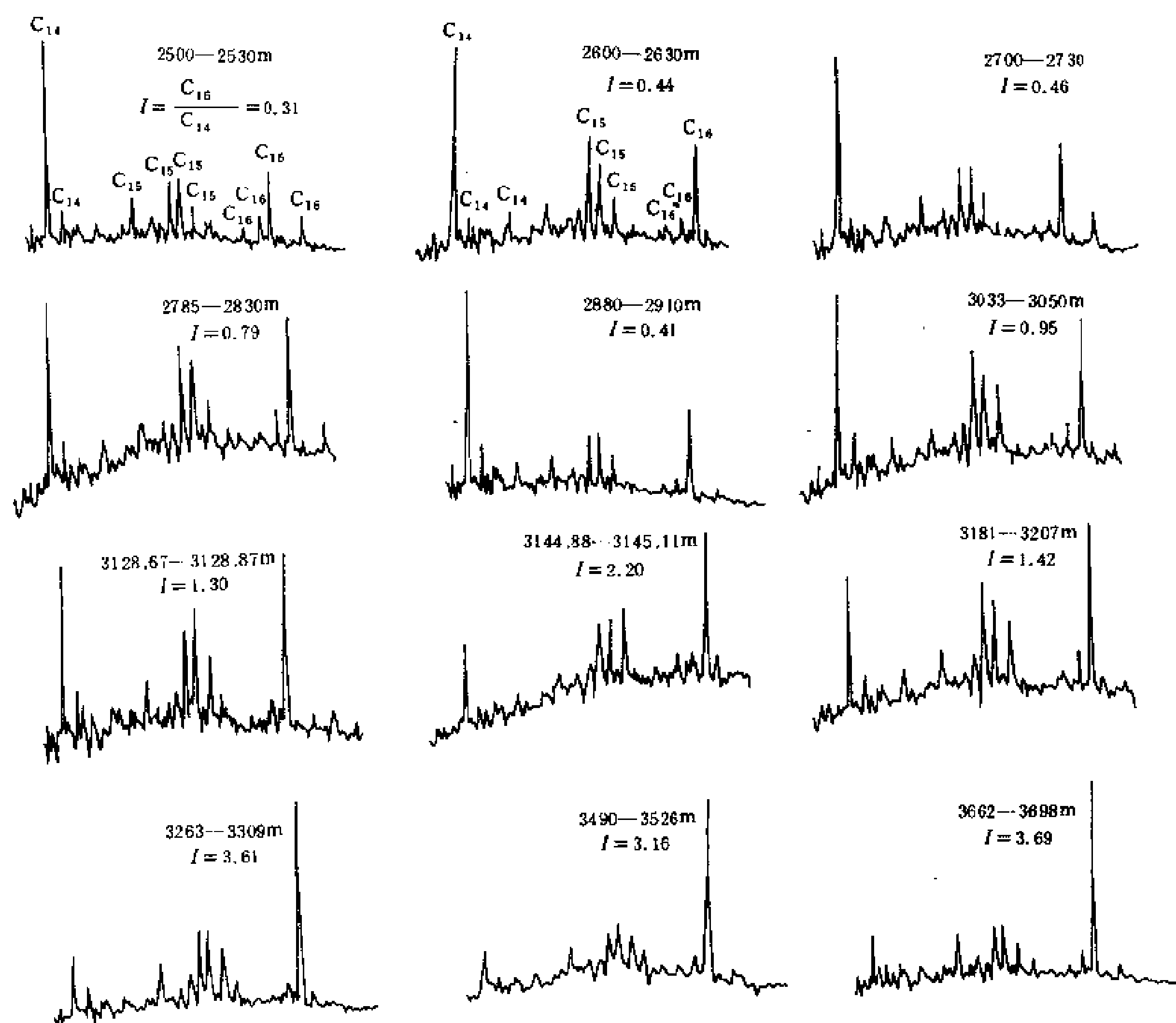



图 5-32　沧东地区沧 9 井生油岩二环倍半萜 $m/z$(123+109)演化剖面图

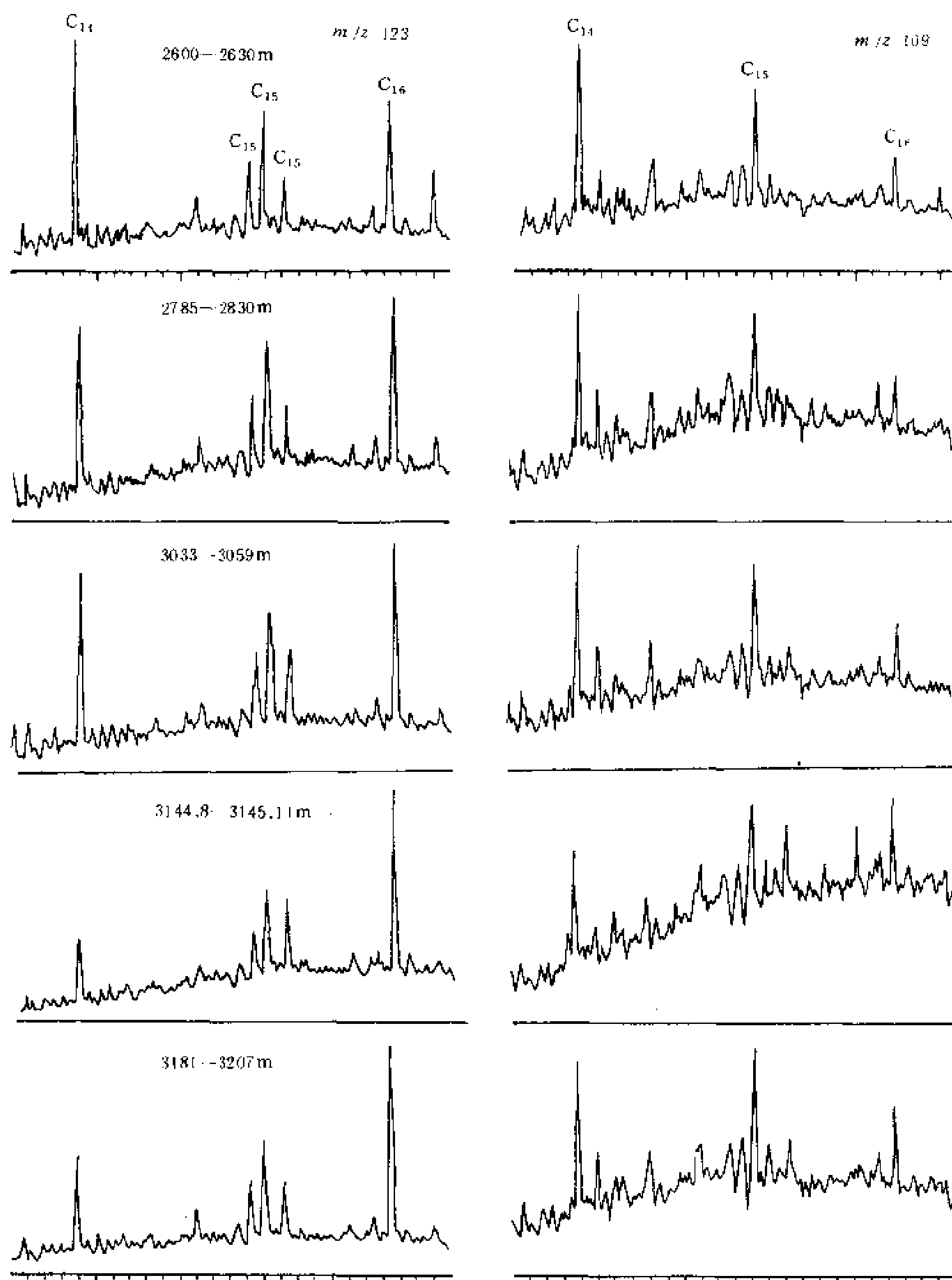



图 5-33 沧东地区沧 9 井生油岩倍半萜 $m/z$123（左）及 $m/z$109（右）演化剖面

（相当于该区成油门限深度，$R^{o}=0.6\%$）附近，$C_{14}$与 $C_{16}$二环倍半萜烷相对丰度几乎达到均势；超过成油门限之后，随源岩埋藏深度增加，热力作用增强，二环倍半萜内分布出现 $C_{16}$升补身烷的相对丰度远大于 $C_{14}$二环倍半萜烷。纵观沧 9 井二环倍半萜演化剖面，倍半萜 $C_{14}$、$C_{15}$和 $C_{16}$内组成分布呈现如下规律：未成熟阶段 $C_{14}$、$C_{15}$和 $C_{16}$呈“L”形分布；

在成油门限附近 $C_{14}$、$C_{15}$和 $C_{16}$呈对称“V”字形分布；在高成熟阶段，$C_{14}$、$C_{15}$和 $C_{16}$倍半萜呈反“L”形分布，以 $C_{16}$相对丰度最高。沧东凹陷下第三系未熟—低熟源岩中存在着十分丰富的二环倍半萜烷的事实似乎说明它主要反映陆源高等植物的贡献，且具有明显的原生特点，因为二环倍半萜的前身物在植物中广泛存在，在高等植物的香精油中，如生姜油、杜松油、杉油及桉叶油等均富含二环倍半萜的醇、酸、酮化合物，这些物质直接衍生为原生的二环倍半萜。Alxander 等（1983）曾提出倍半萜来源于细菌及五环三萜和三环二萜烷的热裂解，应该说这也是一种生成途径。因此，我们将倍半萜在成岩过程中的生成途径归纳为两个主要阶段：成岩作用及深成作用早期，这一阶段主要是二环倍半萜的醇、酸、酮化合物的演化，如沃济酸、丹聂耳酸的脱羧，香紫苏醇和泪杉醇的脱羟基等。沧东凹陷沧 9 井剖面中二环倍半萜的演化主要属这一阶段，其 $C_{14}$、$C_{15}$和 $C_{16}$随埋深的变化规律可能反映出其先体醇、酸和酮的转化速度不同。另一阶段则是深成作用阶段以热力作用为主的演化阶段，此阶段除了热稳定性强的原生倍半萜继续存在之外，可能有部分五环三萜及三环二萜的热裂解产物的参与（图 5-34）。

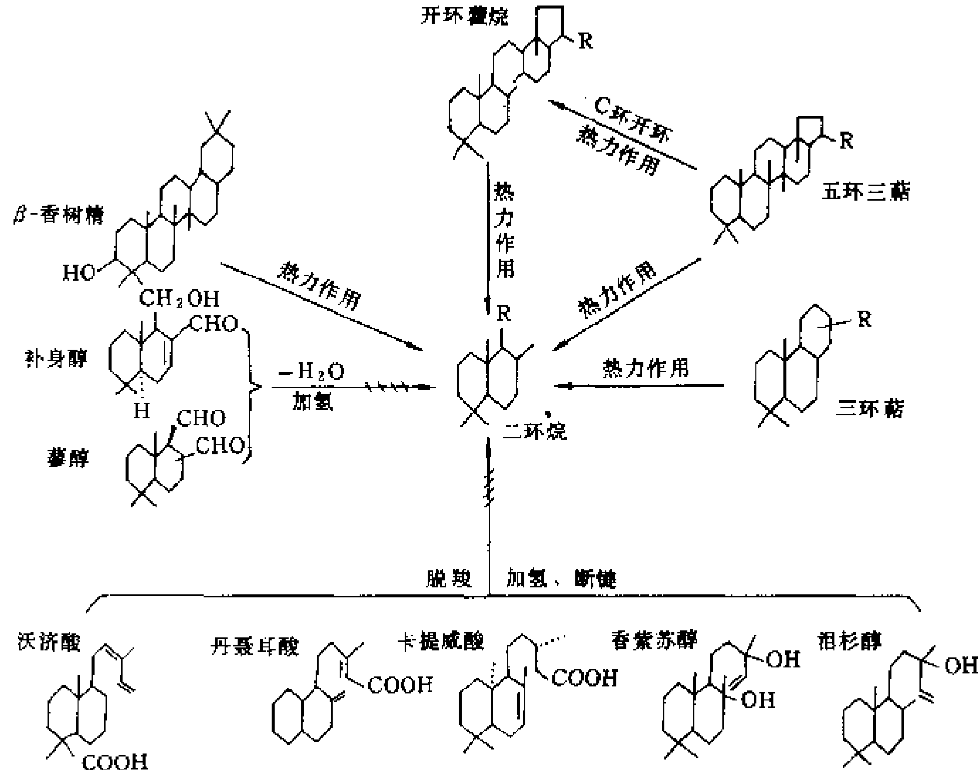



图 5-34　二环倍半萜的成因图解

（据黄绍甫的工作改编）

## 五、芳烃的演化特征

80 年代以来，由于色谱分离及色谱-质谱检测技术的发展，芳烃的研究越来越受到人

们的重视，芳烃的演化研究取得了可喜的进展。Radke（1982）通过煤系地层抽提物中芳烃气相色谱的研究，提出了甲基菲比值、甲基菲指数、二甲菲比值和二甲菲指数等成熟度参数，作为衡量有机质演化（在 $R^{o}=0.4—1.3\%$范围内）的辅助指标。程克明等（1987）在琼东南盆地烃源岩研究中，利用源岩抽提物和凝析油中芳烃的甲基菲和二甲菲指数与煤岩镜质组反射率所建立的线性关系表示凝析油的热演化程度，获得了与源岩演化十分一致的结论。Mackenzie（1982）通过三芳甾的研究提出了高成熟条件下三芳甾的裂解和有机质热演化与芳构化的关系以及芳构化成熟度指标。黄第藩等（1984）曾研究了有机质演化对芳烃的芳环数、侧环烷数、侧链烷基数目和长度的影响。

本书将通过对沧东凹陷沧 9 井源岩系统剖面抽提物所进行的芳烃色谱-质谱检测，重点鉴定萘、菲、䓛、二苯并噻吩、联苯、二苯并呋喃、芘、荧蒽、三芳甾及脱羟基维生素 E 等系列化合物。各化合物的定性通过以下几种方法进行：①标样化合物共注；②保留指数与文献对照；③质谱棒图的计算机谱库检索及文献对照。

现将主要芳系物的演化特征分述如下：

### 1. 䓛系列化合物

䓛系列化合物的分子离子是 228+14n，其质量色谱图见图 5-35。该图是沧 9 井生油岩䓛（$m/z$228）及甲基䓛（$m/z$242）质量色谱图演化剖面，䓛前面的小峰为苯并蒽（a）。由演化剖面可见，苯并蒽随埋藏深度增加相对丰度降低，甲基䓛四个主要异构体的相对丰度却在增加，这可能是随着热成熟作用增加甲基化作用增强所致。因此，在该演化剖面中笔者利用䓛与苯并蒽的比值来描述其变化规律（图 5-36）。由图可见，随埋深增加其演化作用增强，䓛/苯并蒽值（CH/BAN）升高，由此可见，苯并蒽(a)的不稳定性是造成这种结果的最直接的原因。

### 2. 三芳甾系列

成岩作用初期，甾醇在粘土矿物的催化作用下，脱羟基生成甾烯，并进一步芳构化成为单芳甾，随着埋藏深度增加，热力作用增强，单芳甾进一步芳构化为三芳甾，且长链三芳甾及单芳甾的长烷基侧链在热力作用下能发生断裂成为短链的三芳甾和单芳甾。

图 5-37 是甲基三芳甾及二甲基三芳甾的质量色谱图（$m/z$231、$m/z$245）。由沧 9 井芳烃成熟度参数演化图可见，三芳甾 $C_{20}/(C_{20}+C_{28})$ 随埋深而增加的趋势是十分明显的。该结论还可以由三芳甾的裂解参数 [$C_{20}/C_{28}(S+R)$] 与镜质组反射率所具有的良好线性关系得到证实（见图 5-38）。

### 3. 二苯并噻吩系列

芳烃在地质营力作用下的热演化还可以从苯并噻吩的烷基化得到证实。图 5-39 是沧东凹陷沧 9 井生油岩苯并噻吩的演化剖面，其中图 5-39（a）是二苯并噻吩、甲基二苯并噻吩质量色谱图，共检出了甲基二苯并噻吩的三个主要异构体。笔者通过沧 9 井源岩随埋深的剖面研究发现甲基二苯并噻吩及其主要异构体之间随成熟度增加而发生规律性变化，甲基二苯并噻吩（MDBT）与二苯并噻吩（DBT）之比值以及甲基二苯并噻吩（1）、（2）异构体之和［MDBT（1）+MDBT（2）］与甲基二苯并噻吩（3）［MDBT（3）］之

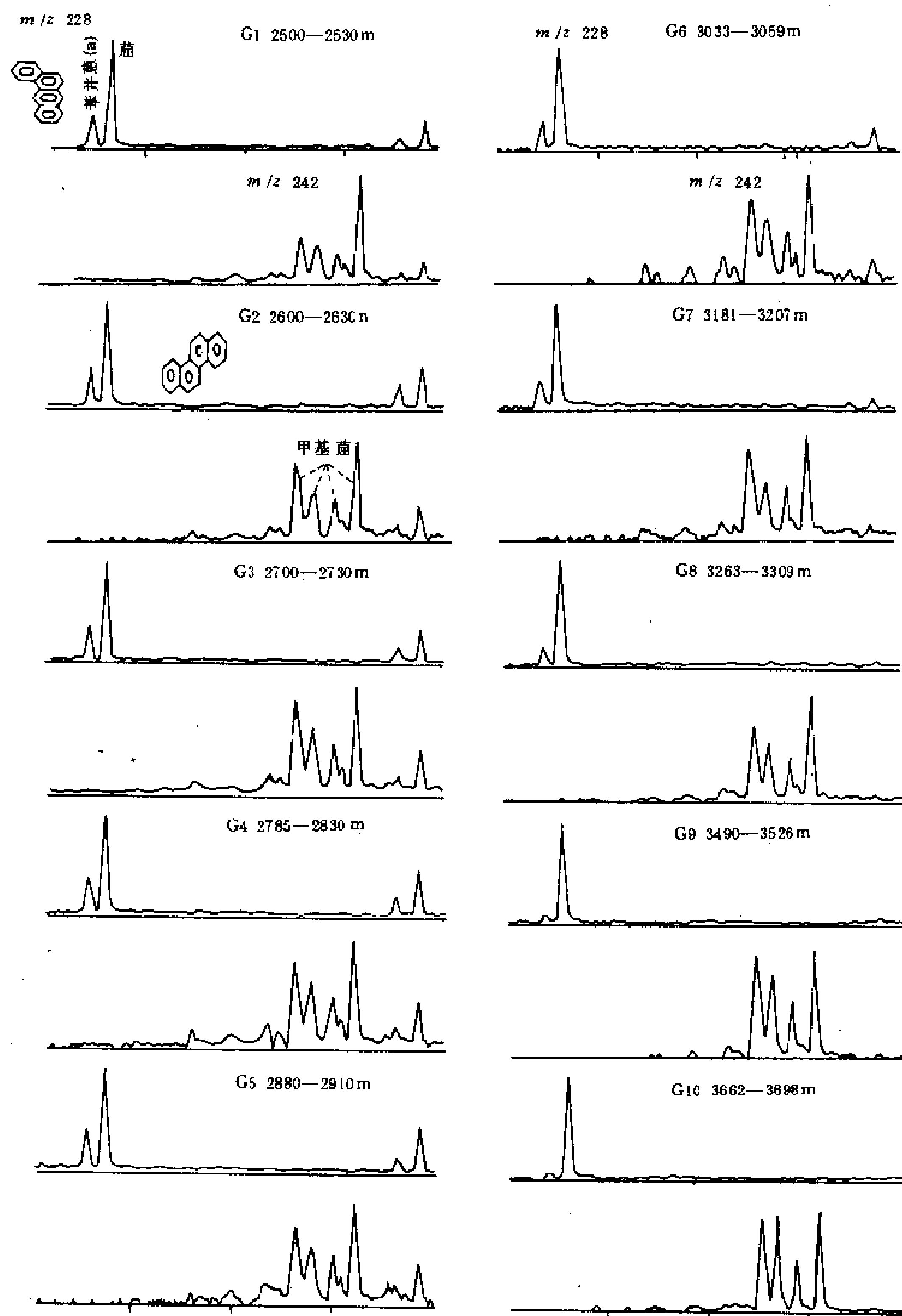



图 5-35　沧 9 井生油岩䓛（$m/z$228）及甲基䓛（$m/z$242）质量色谱图演化剖面

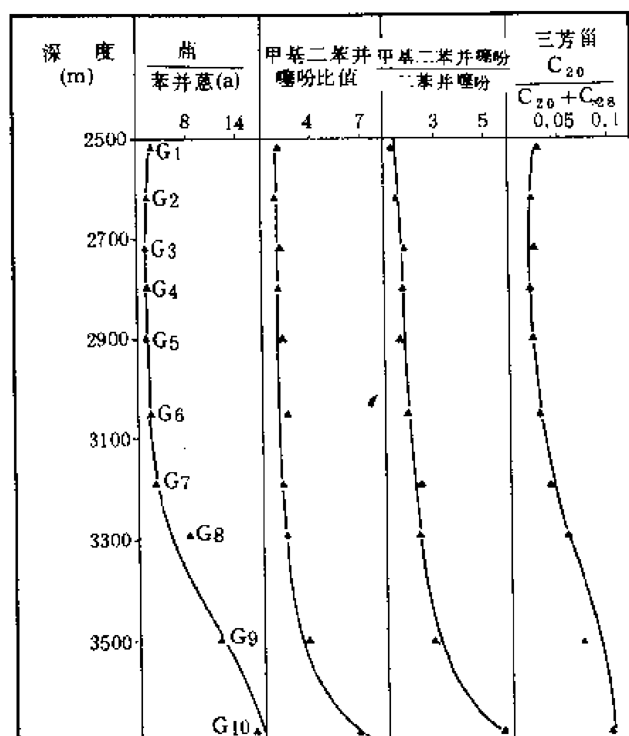



图 5-36　沧 9 井生油岩芳烃成熟度参数演化图

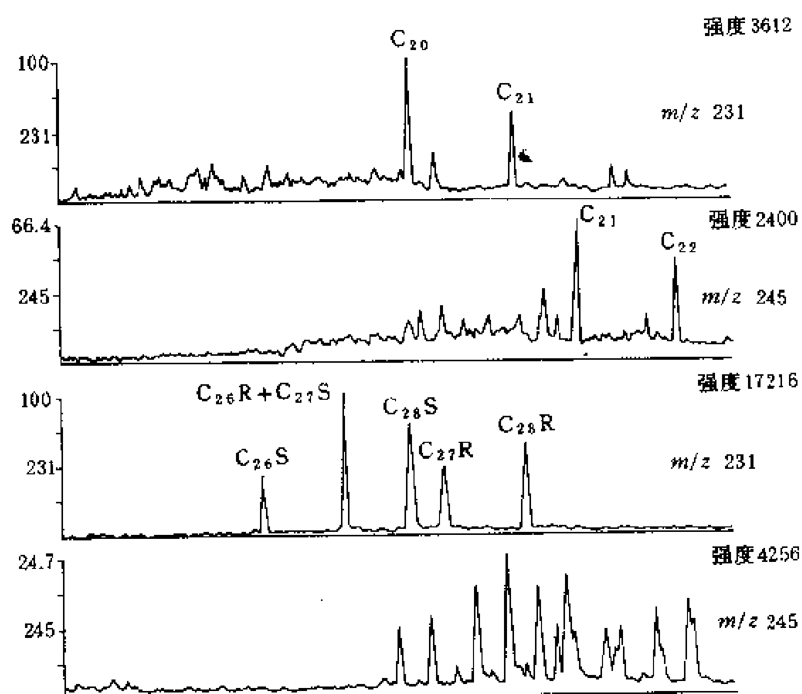



图 5-37　沧 9 井生油岩的三芳甾质量色谱图

比值都明显表现出随埋藏深度增加而增大的特点[图 5-39(b)]，由此说明随演化加深，二苯并噻吩发生烷基化，从而生成甲基二苯并噻吩。研究还表明，在甲基二苯并噻吩三个主要异构体之间随演化加深也在发生规律性变化，即甲基二苯并噻吩（1）异构体在热演化过程中相对比较稳定，而异构体（2）和（3）则相对稳定性较差，但上述比值的计算结果又表明它们的反应是平衡控制的。

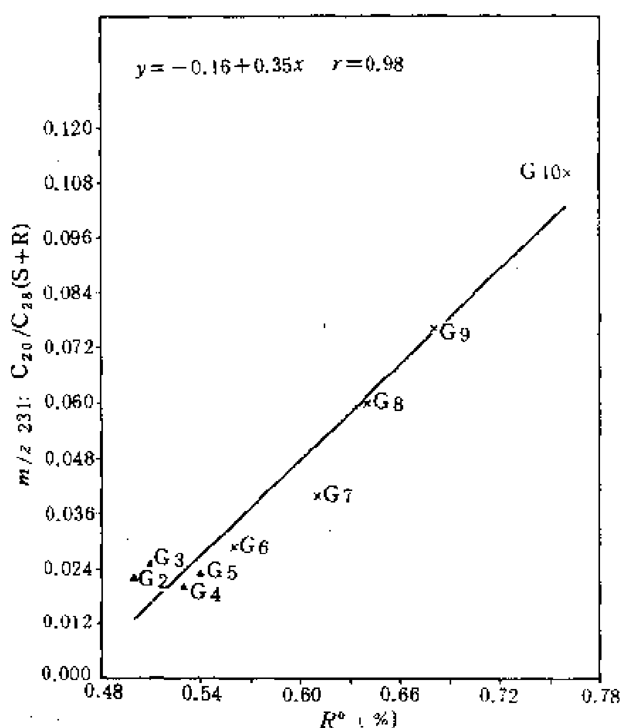
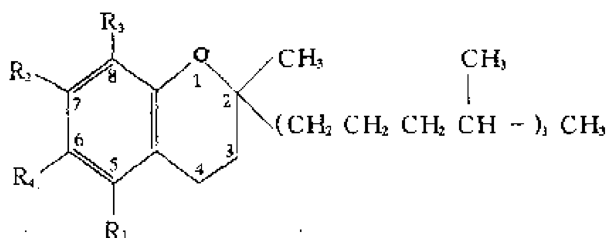



图 5-38 芳甾裂解成熟度参数与 $R^{\circ}$ 的相关图

#### 4. 脱羟基维生素 E 系列

维生素 E 是一种生殖激素，由于其苯环上带有一个酚羟基，故又名生育酚（Tocopherol），其广泛存在于高等动物、植物以及藻类和细菌之中。维生素 E 共有六种异构体，其差别仅在于苯环上甲基的数目及位置不同，其结构如下：



维生素 E

| | α | β | γ | δ | ζ | η |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $R_1$ | —$CH_3$ | —$CH_3$ | —H | —H | —$CH_3$ | —H |
| $R_2$ | —$CH_3$ | —H | —$CH_3$ | —H | —$CH_3$ | —$CH_3$ |
| $R_3$ | —$CH_3$ | —$CH_3$ | —$CH_3$ | —$CH_3$ | —H | —H |
| $R_4$ | —OH | —OH | —OH | —OH | —OH | —OH |

脱羟基维生素 E

| | α | β | γ | δ | ζ | η |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $R_1$ | —$CH_3$ | —$CH_3$ | —H | —H | —$CH_3$ | —H |
| $R_2$ | —$CH_3$ | —H | —$CH_3$ | —H | —$CH_3$ | —$CH_3$ |
| $R_3$ | —$CH_3$ | —$CH_3$ | —$CH_3$ | —$CH_3$ | —H | —H |
| $R_4$ | —H | —H | —H | —H | —H | —H |
| $m/z$ | 149 | 135 | 135 | 121 | 135 | 121 |

由于维生素 E 有六个异构体，因而脱羟基维生素 E 也至少应有六个异构体。

图 5-40 是黄骅拗陷南部地区下第三系原油及源岩中检出的脱羟基维生素 E 系列的质量色谱图（$m/z$121，135，149），共三个同系物五个异构体。另外，可能还存在 η 型的脱羟基维生素 E，可能由于色谱柱效尚不足以将其与 δ 型分开。上述碎片离子基峰是

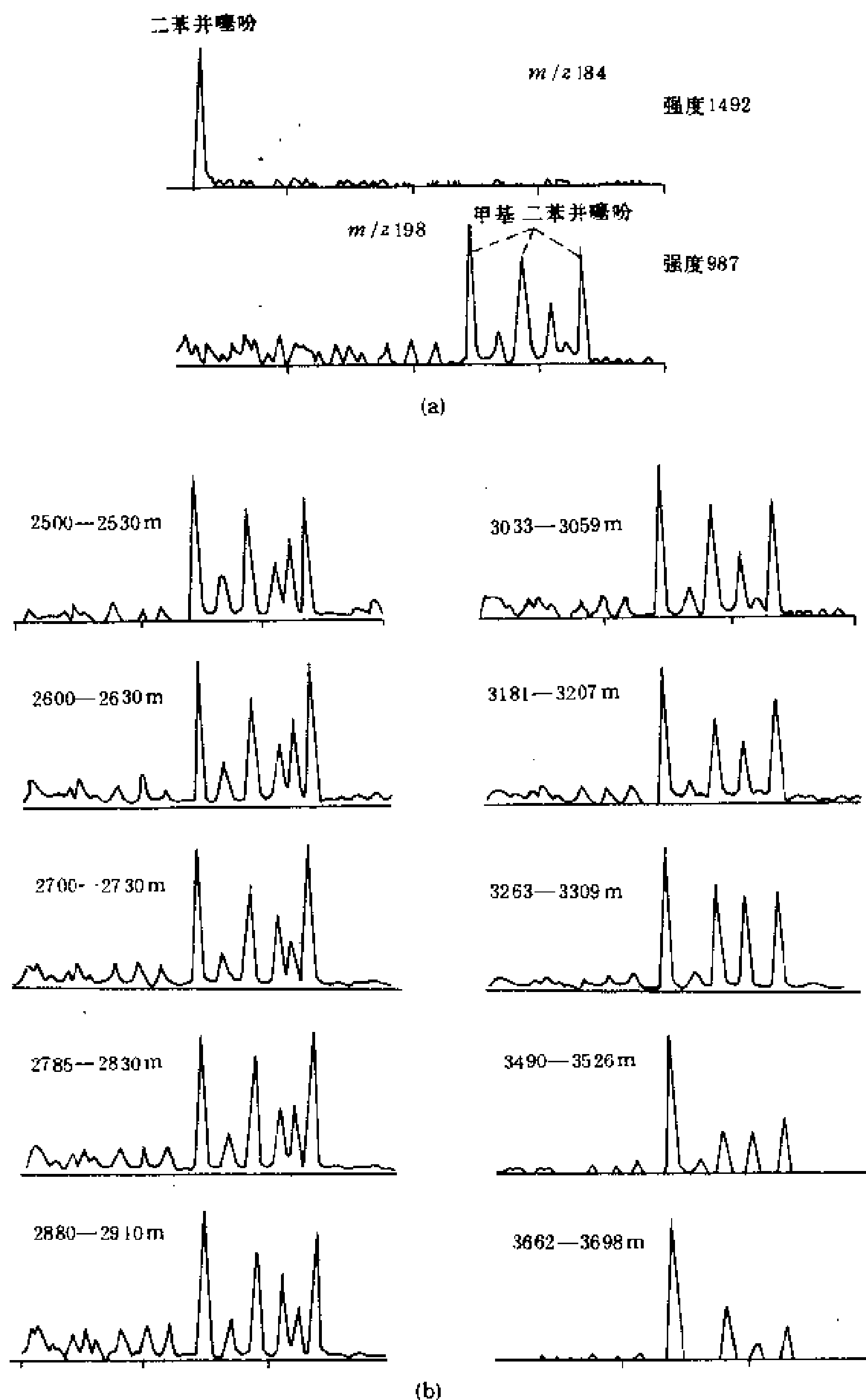



图 5-39 沧 9 井生油岩

(a) 二苯并噻吩甲基二苯并噻吩质量色谱图；(b) 甲基二苯并噻吩质量色谱图演化剖面

$C_1—C_2$ 键及 $C_3—C_4$ 键断裂的产物。

(1) 脱羟基维生素 E 的演化规律

近几年来，原油及烃源岩中脱羟基维生素 E 的检出时有报道。1984 年，荷兰 Delft 工

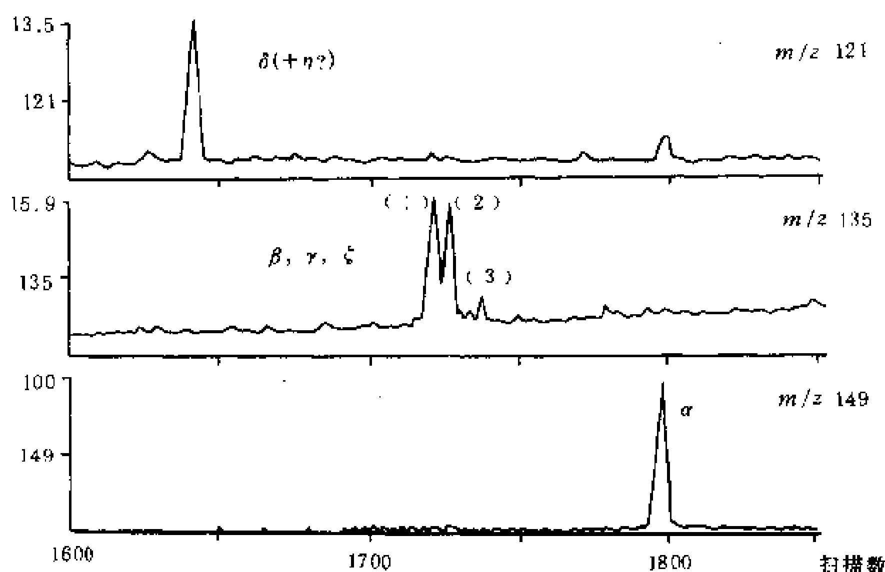



图 5-40　黄骅南区生油岩中脱羟基维生素 E 系列的质量色谱图

（沧 9 井，$Es_2$- $s_3$，2600—2630m）

学院有机地球化学研究室 Goossenes 等，根据 α 维生素 E 的热降解实验结果指出，维生素 E 的侧链可能是古代沉积物及原油中姥鲛烷的前身物，该研究室的 Sinninghe 等，1985 年在意大利膏盐地区含沥青的灰岩中检出了 α、γ 两种脱羟基维生素 E 异构体，盛国英、傅家漠（1987）也相继在江汉盆地下第三系潜江组及冀中坳陷沙河街组的膏盐地层和原油中均检出了比较丰富的脱羟基维生素 E 系列化合物。然而，关于脱羟基维生素 E 的演化规律，迄今尚未见有报道。图 5-41 是沧 9 井生油岩中脱羟基维生素 E 的质量色谱图演化剖面。由图可见，随埋深增加，尤其埋深超过 3 263m 后，脱羟基维生素 E 系列化合物中，除了 α 型异构体较为稳定之外，其余各种异构体均表现出强烈的热不稳定性。由此说明，随着埋藏深度增加，热演化加深，脱羟基维生素 E 遭受热力破坏含量降低，同时也表现为测试过程中讯噪比增大。很有意义的是，本区成油门限深度一般埋深在 3 100m，从图 5-41 中亦可看出，脱羟基维生素 E 的热不稳定性实际上从 3 100m 埋深就已有反应，只是到 3 200m 更为明显，因此，油气的大量生成似乎与源岩有机质中脱羟基维生素 E 遭受破坏相互联系，即随着沉积岩石中有机质热演化程度增高，脱羟基维生素 E 除 α 型之外，其余 β、γ、δ 等构型均表现出较强烈的热不稳定性，从而导致这些构型的热分解。

图 5-42 是沧 9 井剖面中生油岩芳烃总离子流色谱图，在样品埋深低于 3 100m 时，脱羟基维生素 E 含量十分丰富，几乎与菲系列化合物相当或更高，当埋深大于 3 100m 以后，脱羟基维生素 E 迅速降低，当埋深增至 3 300m（此段镜质组反射率为 0.65%），总离子流图上已很难辨认出它们的存在，由此也进一步说明脱羟基维生素 E 的热不稳定性。

图 5-43 是笔者在沧 9 井生油岩剖面中所提出的一些脱羟基维生素 E 与菲系列化合物之比值，这些比值随埋藏深度增加而表现出十分一致的变化规律。从埋深 2 500m 至 2 730m层段，各项参数均逐渐增大，说明这一阶段中脱羟基维生素 E 相对于菲系列化合

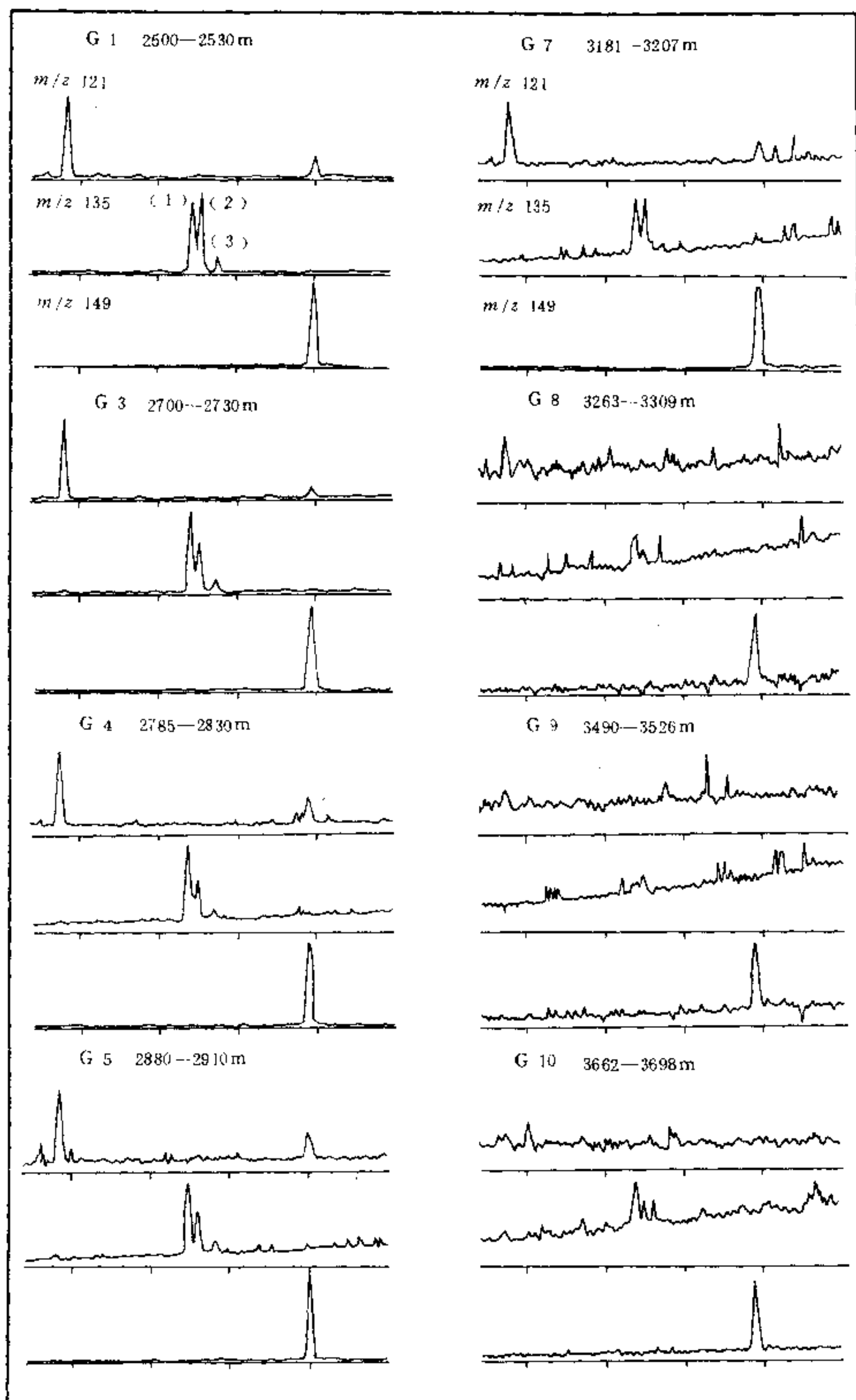



图 5-41 沧 9 井生油岩中脱羟基维生素 E 系列的质量色谱演化剖面

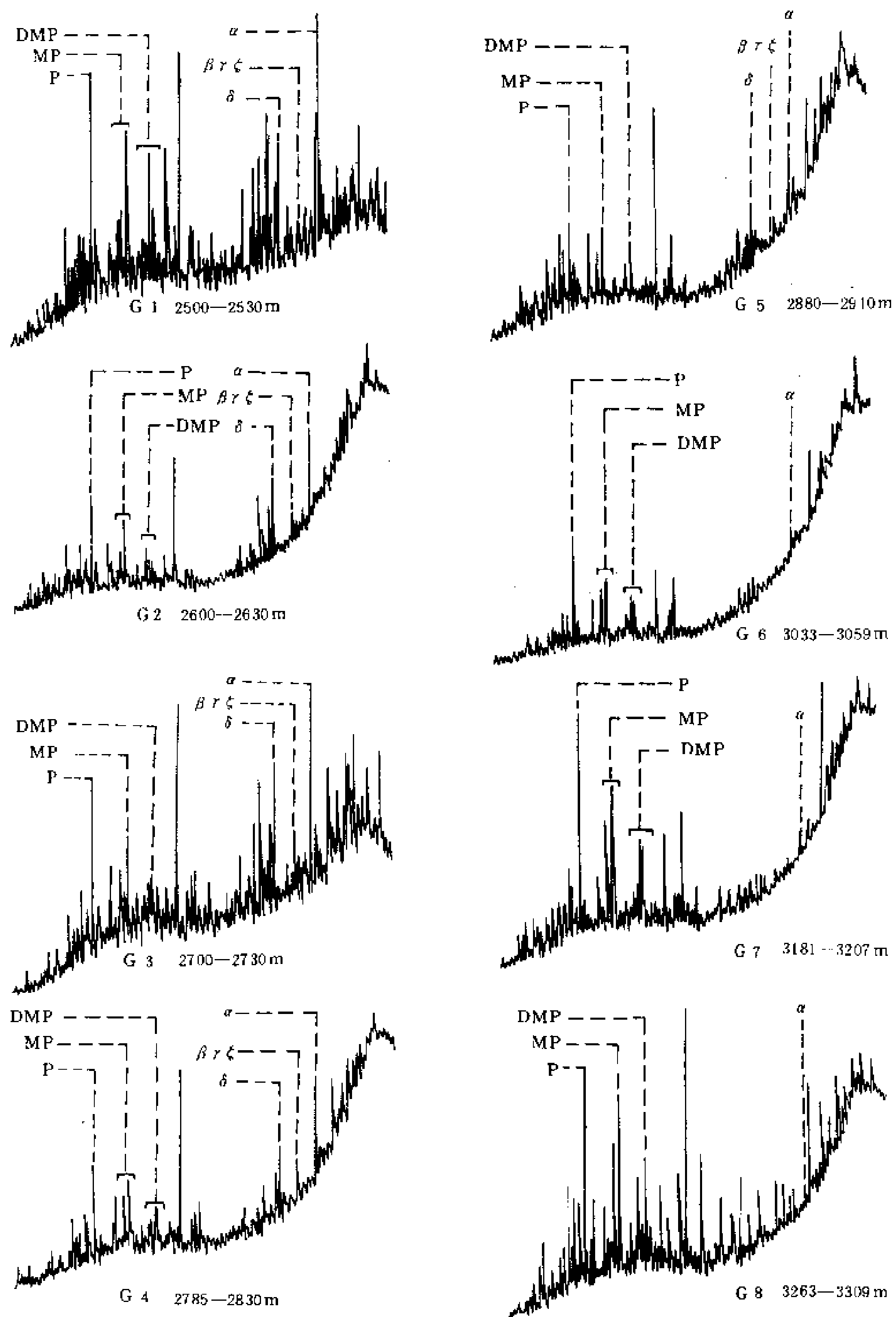



图 5-42 沧 9 井生油岩芳烃总离子流色谱图演化剖面

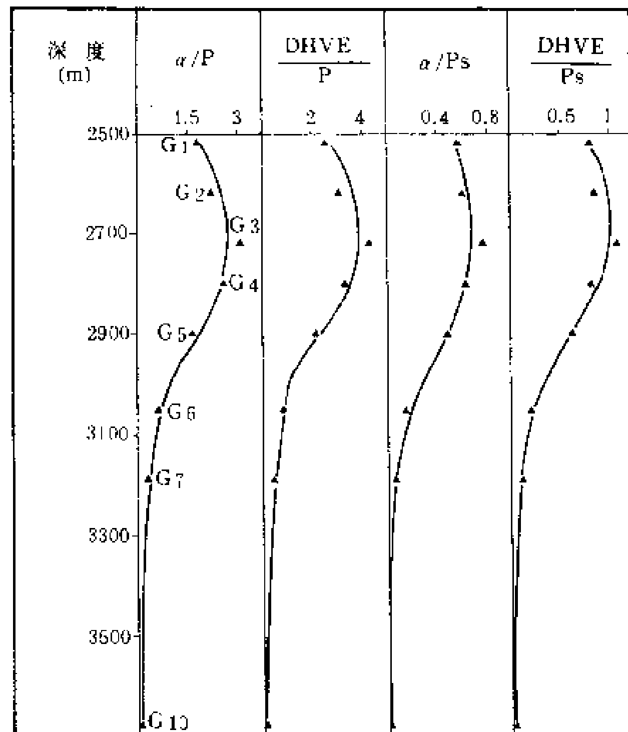



图 5-43 沧 9 井生油岩脱羟基维生素 E 系列与菲系列的相对含量随埋深的变化

α.α 脱羟基维生素 E；DHVE.（α+β−γ）脱羟基维生素 E；P. 菲；Ps. 菲＋甲基菲＋二甲基菲

物增加较快，亦即说明这一阶段脱羟基维生素的反应仍在进行，并且相对于菲系列化合物的甲基化占有明显优势；自2 730m以后，各项参数均开始降低，这一方面说明此阶段已开始脱羟基维生素 E 的分解，同时也可能存在非系列化合物甲基化随热成熟的增高而增加。到 3 300m 以后，各项参数降至最低甚至趋近于零，表明脱羟基维生素 E 已基本分解。

（2）脱羟基维生素 E 的成因

沉积物中有机物质的研究表明，在强还原环境中，维生素 E 能够得到很好的保存，且随着埋藏深度增加，在成岩作用阶段，维生素 E 可以经过生物化学及化学两种途径发生脱羟基反应，从而生成脱羟基维生素 E、在成岩作用后期及深成作用初期，脱羟基维生素 E 遭受热力作用而受到破坏，或者断掉侧链，或者开环，从而导致脱羟基维生素 E 在沉积岩石中的减少乃至消失。

（3）脱羟基维生素 E 的地球化学意义

由于脱羟基维生素 E 仅存在于较强的还原环境条件下，无疑它将是一项重要的沉积环境标志，不仅如此，各类烃源岩及原油中脱羟基维生素 E 的大量检出，也是石油有机生成的佐证，同时也标明该源岩及原油的未成熟—低成熟的演化阶段性，因为一般正常原油和成熟生油岩石中脱羟基维生素 E 也不复存在了。

## 第四节　干酪根成烃演化阶段划分及成烃模式

以干酪根热降解成油为核心的“石油深成说”理论的提出（Tissot and Welte，1978），使石油成因理论的研究发展到一个新的阶段。尽管不同学者对源岩中分散有机质的演化过程及其阶段划分认识不尽一致，但对于油气生成过程的本质主要是源岩中分散有机质的热演化这一基本概念的理解却是共同的。油气生成的全过程应该是从分散有机质被埋藏堆积后的生物化学作用阶段业已开始，经过成岩作用中干酪根的形成及深成作用阶段的热降解，以及原油在高成熟及过成熟阶段的热裂解和最终的甲烷化阶段。值得提出的是，本世纪 80 年代以来，各类原始成烃母质生烃机制及演化途径的深入研究，未熟—低熟阶段（$R^o$＝0.4—0.6%）树脂体生成凝析油的提出（Snowdon，1980；Snowdon and Powell，1982），陆相沉积盆地中具有工业价值未成熟原油的发现（黄第藩等，1987，傅家谟等，1985）以及生物-热催化气的研究（徐永昌，1990），进一步丰富了油气生成理论，完善了源岩中分散有机质的成烃演化规律及其演化阶段的划分，同时也阐明了石油成因理论研究发展过程中“深成说”与“浅成说”之间的内在联系。

源岩中分散有机质的热演化研究，早已为石油地质学家和煤岩学家所重视，人们早已注意到随着埋藏深度的增加或地质历史的增长，原油比重和成分变轻、环烷烃向链烷烃转化、饱和烃更富集于成熟原油之中等总的变化趋势。1915 年，White 就曾指出原油性质伴随着煤层的“定碳比”而变化的现象。实际上，煤阶的确定就是根据镜质组在热演化过程中所进行的分子有序排列程度不同而确定的。

50 年代初期，Smith（1954）根据墨西哥湾现代沉积物中有机物质地球化学特征研究结果，发现咸水、半咸水和淡水沉积物中均存在液态烃类，并鉴定出其中有烷族、环烷族和各种芳香族的烃类，其含量一般为 9—12ppm，个别可达 800ppm 以上，并发现其含量沿现代沉积剖面向下有增加的趋势。Вебер1955 年曾以各种方法研究了亚速海-黑海盆地和里海盆地的第四纪沉积物中有机质的性质及其组成特征，同样在沉积剖面中发现了沥青随埋深的增加而含量增大的趋势。黄第藩等（1979）在《青海湖综合考察报告》对现代及第四纪沉积物分散有机质的地球化学变化研究中，同样观察到随着沉积物埋藏深度增加，可溶抽提物——沥青出现明显的新生现象。然而，上述现代及第四纪沉积物均处于生物化学降解阶段，其产物主要是 $CO_2$、$H_2O$、甲烷和 $C_{14}$以上的重烃。据 Соколов（1972）统计，现代沉积物含 $C_2$—$C_7$ 烷烃仅 0.005ppm，$C_8$—$C_{13}$烷烃 1ppm，$C_{14}$以上烷烃则高达 60ppm。Smith 根据墨西哥湾靠近路易斯安那州的两个海底岩芯所获得烃含量折算，该区每立方公里沉积物中含有 112 万—249.4 万桶石油。说明生物化学阶段所生成的烃类或生物大分子在强还原条件下所形成的解聚沥青（即未成熟石油）在良好的储集和构造条件下，未成熟的石油同样可以形成具有工业价值的油藏。如中国泌阳凹陷泌 103 白云岩油藏、江汉盆地潜江凹陷广 33 油藏均属未成熟原油所形成的工业性油藏。由此看来，系统深入地研究源岩分散有机质演化成烃的全过程，这不仅是全面揭示油气生成机制所必需，而且在丰富油气生成理论、划分各类母质的成烃特点和指导油气勘探方面、也具有现实意义。

## 一、源岩有机质热演化的阶段性及其产物特征

### 1. 生物化学作用阶段

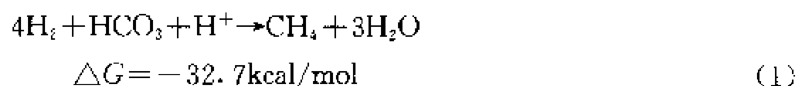
这一阶段包括从生物被埋藏，到经生物化学解聚及缩聚等作用而形成黄腐酸和腐黑物，最终形成多聚集的干酪根这一过程。此阶段所经受温度较低，一般小于70℃，有机物质虽经各种生化作用的选择富集，但仍保持其原始的结构特征。此阶段干酪根的结构研究表明，基本单元芳香片带有直链烷基及环烷基，是一种多核的松散结构，其层间距一般为6—7Å，侧链基团中羰基（C=O）、氧桥（—O—）丰富，芳香核上的C=C键和C—H键断裂程度很低，因此，其自由基浓度保持稳定低值（Young and Yen，1977）。

生物化学作用阶段主要产物是生物气、生物-低温催化过渡带气和生物解聚沥青（未成熟油）

(1) 生物气

生物气是在低温、还原条件下，通过甲烷生成菌作用于有机物而生成的。甲烷生成菌并不具有直接分解有机质的能力，要形成甲烷需有一个前期阶段，即主要依赖发酵菌和还原菌分解类脂化合物和生物大分子聚合物，如纤维素和蛋白质等，并将其降解为有机酸、醇、$CO_2$和$H_2$等；继而微生物进一步作用，脱去长链酸和醇（乙醇以上的醇）的氢，从而产生$H_2$、甲酸、乙酸、$CO_2$、醇和胺等。甲烷菌由此取得碳源和养料而得以生成，并以此为基质进行生物化学作用和新陈代谢作用而产生$CH_4$。

几乎所有的甲烷生成菌都能使$CO_2+H_2$还原成为甲烷。



$$4H_2+HCO_3+H^+\rightarrow CH_4+3H_2O$$
$$\triangle G=-32.7\text{kcal/mol} \qquad (1)$$

乙酸转化成甲烷的反应方程如下：



$$CH_3COO^-+H^+\rightarrow CH_4+CO_2$$
$$\triangle G=-8.6\text{kcal/mol} \qquad (2)$$

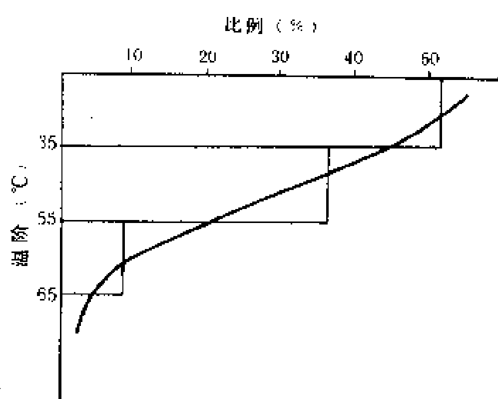



图5-44 模拟实验中各温阶产气量所占的比例

生物气主要生成于成岩作用早期，其基本特点是甲烷含量高，不含$C_{2+}$的烃类，碳同位素$\delta^{13}C_{CH_4}<-55\%$，δD组成轻，因成气机制的差异和水介质的不同而具一定变化，一般为-400—-200‰。因此，“一干二轻”便成为生物气的主要鉴别标志。

我国已探明的生物气藏如柴达木的涩北、台南，松辽盆地的红岗和苏北盆地的启东等。

80年代以来，为了进一步研究生物气的成气机制和探索生物化学作用阶段生成天然气量的计算，我国有关部门相继开展了生物气的室内模拟实验工作，其基本条件是以有利于甲烷

菌的成活及繁殖为基点，首先在发酵器内培养有足够数量的细菌，使其作用于现代淤泥、泥炭、现代植物和第四系泥质岩等试样。试验在生气机制及产气率等方面取得了可喜的进展。

图 5-44 是生物成气模拟实验温度与产气率关系图。由图可见，生物气生成的主要阶段是在模拟温度 35℃以前，以后产气即很少，如果考虑时间效应和沉积岩孔隙在成岩过程中的减少，从而导致细菌活动受到限制，则目前多数石油地质学家把细菌成气作用的主要阶段划分在 45℃是恰当的。

以各种现代沉积淤泥、泥炭和未熟源岩作培养基，在甲烷菌作用下所得的气率（见表 5-10）虽然差别较大，但其有意义的可能约为 20—90$m^3/tC_{org}$。这些资料对于生物化学阶段生物气资源的计算和预测，无疑提供了科学依据。

**表 5-10 不同类型沉积物的模拟产气潜力**

| 样品 | 沉积环境 | 埋深 (m) | $R^o$ (%) | 干酪根类型 | 产气率 ($m^3/tC_{org}$) | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | 理论值 | 实测值 |
| 草炭<br>泥炭 | 沼泽 | 20<br>48—52 | 0.20 | Ⅲ | 68—54 | 44.77<br>54.49 |
| 海底淤泥 | 海洋 | 水深 72<br>0—0.5 | | Ⅲ | 68—54 | 31.55 |
| 深灰色含粉砂泥 | 海洋 | 水深 87<br>4—8 | | Ⅲ | | 64.03 |
| 黑灰色软泥 | 湖泊 | 5—7 | 0.19 | Ⅰ | 94—61 | 81.00 |
| 含炭泥<br>含少量泥炭泥岩 | 沼泽 | 32<br>32—34 | 0.19<br>0.19 | Ⅲ<br>Ⅲ | 68—54 | 51.18<br>36.93 |
| 灰色泥岩<br>灰黑色泥岩<br>灰色泥岩<br>深灰色泥岩 | 湖泊 | 432.9<br>380.0<br>2 268.0<br>2 399.0 | 0.30<br>0.39<br>0.61<br>0.59 | Ⅰ<br>Ⅲ<br>Ⅲ<br>Ⅲ | 94—64<br>68—54<br>68—54<br>68—54 | 91.30<br>44.36<br>25.11<br>2.86 |

（2）生物-热催化过渡带气

生物-热催化过渡带气是基于中国东部辽河、苏北等第三系含油气盆地天然气地球化学研究提出的一种新的天然气类型。在地质剖面的垂直分带上，相当于生物气基本结束，热催化作用未达到液态窗的阶段，大体上与有机质热演化的未成熟阶段相当。过渡带形成气体的地球化学特征介于生物气与热催化气之间，其基本特征是：有机质的热演化处于未成熟到低成熟阶段，镜质组反射率（$R^o$值）为 0.30—0.50%，埋藏深度为 1 000—2 500m，有的可达 3 000m，相应的地温为 45—95℃。气体组成特征仍以甲烷为主，通常甲烷含量大于 70%，且重烃含量增高，$C_1/\Sigma C_1—C_5$=0.7—0.99，碳同位素 $\delta^{13}C_1$ 处于 −55‰—−48‰的范围。氢同位素组成由于母质、沉积环境和水介质条件的差异，其变

化范围较大，$\delta D_{CH_4}$为－260——140‰。显然，生物-热催化过渡带气的地球化学特征有别于生物气、又不同于热催化阶段的伴生气，而是具有生物化学与热催化阶段之间的过渡特点。

关于生物-热催化过渡带气的生成机制除了生物化学作用之外，低温热催化作用显然是一个十分重要的因素，尤其成烃母质中来源于高等植物的树脂体、木栓质体和沥青质体，其荧光特性及地球化学研究表明，它们不仅具有较大的生烃潜力，尤其具有较早的生烃特点。如树脂体，其主要化学成分为二萜酸、醇、醛、酯和烃类，亦含倍半萜、被子植物树脂尚有三萜类。这些树脂成分化学性质较稳定，具有一定的抗氧化和抗生物降解能力，而且组成与结构均较干酪根简单，分子聚合程度低，脱含氧官能团生成烃类要比干酪根热降解生烃所需的活化能低得多，因此，可以在未成熟到低成熟阶段，通过低温化学反应生成烃类。研究发现，树脂体在$R^o$为0.3%时即开始生烃，0.95%时业已生烃结束。沥青质体也是在$R^o$为0.3%时开始生烃，1.1%时结束。木栓质体在$R^o$为0.4%时开始生烃、1.0%时结束。由此看来，树脂体、木栓质体及沥青质体可以在生物-热催化过渡带阶段提供烃源。1988年加里莫夫在研究西西伯利亚乌连戈依等超大型气田的成因时提出这些气田既非生物气藏，又非来源于深部，而是有机质在低演化阶段的产物。根据加里莫夫所提供的资料，乌连戈依等特大型气田可能属于生物-热催化过渡带气，这是一个值得进一步深入研究的问题。

**2.“液态窗”阶段**

所谓“液态窗”是指液态烃类能够大量形成并保存的温度区间。Pusey（1973）根据开采油气田的经验数据和实验结果，发现液态烃类开始大量形成的温度是65.6℃，低于65.6℃生成的主要是生物成因天然气。当温度超过148.9℃时，液态烃类受到破坏，变成热解类型天然气。因此，他把65.6—148.9℃这个温度范围称之为液态烃的窗口。有机地球化学家在研究沉积岩石中分散有机质的成烃演化阶段时，亦将生物化学阶段结束，干酪根大量热降解成烃开始，直到液态烃生成结束，即液态烃生成的上、下门限之间的这一阶段称之为“石油窗”阶段。以镜质组反射率的大小度量有机质的演化程度，此阶段镜质组反射率值一般确定为0.5—1.3%。

关于源岩中分散有机质的成烃演化过程，尤其在“液态窗”阶段的演化过程及其机制，有机地球化学家已从可溶有机质的链烷烃、环烷烃、芳烃，尤其是甾、萜等生物标记物的异构化等方面系统地研究了其成烃演化规律，同时还从干酪根在热演化过程中其有机元素组成、结构组成、自由基浓度等方面深入研究其演化规律，从而提出了对油气勘探具有重要指导意义，且对油气生成机制研究具有重大理论价值的“干酪根热降解成油说”。

值得提出的是，近十多年来，随着煤岩学研究的不断发展和荧光技术在煤岩学及有机岩石学领域中的应用，Teichmüller借助荧光显微镜发现和描述了白光反射光下不易识别的叶绿素体、沥青质体、渗出沥青体及荧光体等新的显微组分（Teichmüller，1974），从而揭示了煤化作用过程中沥青化作用的存在，进而提供了煤作为烃源岩的显微光学证据。与此同时，赵长毅（1992）利用荧光技术对煤岩及沉积岩中干酪根显微组分荧光变异特征的研究结果来反映有机质的成烃演化过程也做了卓有成效的工作（见表5-11）。

表 5-11 显微组分荧光变异转折点及荧光消失点（据赵长毅，1992）

| 镜质组反射率（%） 显微组分 荧光变异性质 | 孢子体 | 角质体 | 藻类体 | | 树脂体 | 木栓质体 | | 沥青质体 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 结藻类构体 | 层藻类状体 | | 木质栓体 | 树皮体 | |
| 由负到正 | 0.55 | 0.55 | 0.50 | 0.55 | 0.30 | 0.40 | 0.55 | 0.30 |
| 由正到负 | 0.90 | 0.75<br>0.85 | 0.95 | 0.95 | 0.75 | 0.60 | 0.70<br>0.80 | 0.80 |
| 荧光消失 | 1.35 | 1.30 | 1.30 | 1.35 | 0.95 | 1.00 | 1.20 | 1.10 |

众所周知，藻类体、孢子体、角质体、树脂体、木栓质体和树皮体是油气生成的主要母源。这些成烃母源物质的成分和结构研究表明藻类体是一种带有未歧化的高脂肪结构的聚合物，结构中也含有少量的芳烃及交联结构。孢子体（源于高等植物的繁殖器官孢子和花粉）是含有未支化的或轻微支化的高脂肪族并带有少量多糖交联或缩合的多聚物。虽然迄今人们对角质体的详细化学结构并不清楚，但从其低可抽提性及高 H/C 原子比（1.2—1.5）资料亦可证明其富氢特点和产烃潜能。

显微组分荧光变异的三个阶段（由负到正、由正到负和荧光消失），深刻地揭示了烃源物的成烃演化机制及规律。

(1) 荧光由负光性到正光性（第一跃迁）

荧光变异机理研究表明，由于分子氧几乎使所有荧光物质产生不同程度的猝灭，显微组分在充氧环境中受激发光辐照将发生光氧化作用（赵长毅，1991），显然，各种有机显微组分在最初阶段所产生的荧光负变异是由于温度和光氧化效应机理所导致。此阶段所脱落的大量官能团是低键合官能团，如羰基、羧基、氧桥和生化甲烷。而荧光强度正变异的出现则标志着较大分子脱落的开始，显微组分大量生烃。研究表明，树脂体及沥青质体大量生烃开始最早（$R^{o}$=0.30%），其次是木栓质体（$R^{o}$=0.40%），而树皮体、孢子体、角质体和藻类体开始大量生烃最晚，一般镜质组反射率值需达 0.55%。

(2) 荧光由正变异到负变异（第二跃迁）

由于前一阶段显微组分中易脱落的低键合官能团已大量脱除，使得分子游离相内大分子网络相间的键合相对变强，在热演化过程中，分子游离相内脂肪链烃及小分子芳烃的脱落是随热演化逐渐进行的。因此，随着热成熟作用增加，分子游离相的生荧团之间及生荧团与大分子网络相之间能量传递逐渐增加，从而导至显微组分荧光强度逐渐减弱，荧光谱 $\lambda_{max}$ 逐渐红移。随着热成熟作用继续增强，显微组分中分子流动相内的脂肪族数量变少，脂肪链变短，荧光团之间的相互作用变得更强烈，荧光团与网络相之间的能量交换也越来越大，从而导致荧光强度变弱直至消失，$\lambda_{max}$ 更向红移，此时荧光变异仍以光氧化与温度效应机理为主，导致荧光变异为负变异。

(3) 荧光猝灭(第三跃迁)

在有机显微组分继续受热演化过程中，由于链烷烃成分的继续减少，生荧团及其与网络相之间能量传递已非常容易，无辐射跃迁的几率大大增加，最终导致荧光猝灭。

综合上述有机显微组分的荧光变异的阶段特征，其荧光由负变异到正变异，标志着该显微组分开始进入“液态窗”阶段。随着热成熟作用继续增加，荧光正变异再次向负变异转变则表征着显微组分的游离相中脂肪族基团大量脱落的结束。显微组分可见荧光的消失则表明“液态窗”的结束。源岩有机显微组成荧光变异的规律性恰从另一个方面揭示了油气生成的机制，从而进一步支持了“干酪根热降解成烃说”。

### 3. 湿气-凝析油阶段

源岩中分散有机质热演化进入湿气-凝析油阶段最显著的特征是各类有机母质的烃转化率(烃/有机碳)已降到最低，一般均小于3%。腐殖型母质的烃转化率更低(小于1%)。这一阶段最直接的热演化标尺仍然是源岩中镜质组的反射率(或沥青反射率)，其值已达1.3—2.0%。此阶段由于埋藏深度和温度的继续增加，干酪根C—C键的断裂几率随之增多，源岩中已生烃类也同时发生热裂解而成为轻质烃，甲烷成为这一阶段的主要产物。干酪根进一步缩合而贫氢，各类母质的H/C(原子比)均降至0.5以下。

### 4. 干气阶段

本阶段源岩中镜质组反射率已高达2%以上，由于干酪根化学结构的有序排列和高度缩合，所能降解的烃类仅为有限数量的甲烷，源岩中轻烃进一步热裂解亦成为甲烷，故此阶段主要产物为甲烷干气。

关于甲烷的“死亡”限还是一个需要继续深入研究的问题。目前，自然演化研究发现，即使源岩热演化程度已经达到轻度变质，泥岩已经千枚岩化，其干酪根的反射率(沥青反射率)值已高达4.8%以上，甲烷气藏却依然稳定存在，如我国四川盆地震旦系威远气藏就是实例。室内人工模拟各类母质生烃过程，模拟温度已高达600℃，干酪根中镜质组反射率已高达3.8%，气态烃产物中，甲烷的产率仍在继续增加。因此甲烷生成的“死亡”温度还需进一步研究。

## 一、各类源岩的成烃模式

本书以“干酪根热降解成烃学”为出发点，根据对我国未成熟的陆相碎屑岩、海相碳酸盐岩和可燃有机岩(包括各类褐煤、油页岩)三大岩类的热压模拟实验各演化阶段所获得的气态和液态烃产率和其转化率资料，恢复各类源岩的成烃模式以及各演化阶段油气生成数量及特征。

### 1. 腐泥型(Ⅰ)干酪根的成烃模式

该类成烃模式以泌阳凹陷泌80井泥岩热模拟资料为代表。Ⅰ型干酪根液态烃的成烃高峰在$R^o$为1%左右，这与自然演化过程几乎相同，此时烃转化率高达37%，而液态烃

竟高达29%，显然这一阶段是以液态烃为主，只是$R^o$值达1.7%时，气态烃产率才超过液态烃。值得注意的是，Ⅰ型干酪根液态烃消失阶段$R^o$值已达2.7%，这似乎比自然演化或人们习用液态烃结束阶段的$R^o$值要高得多，这一问题值得进一步研究，以便进一步完善成烃理论和成烃模式。Ⅰ型干酪根烃的最高转化率可达77%（表5-12），模拟过程的烃转化率比一般自然演化要高，主要由于模拟过程中收集和计量了$C_6$—$C_{14}$这部分烃类，过去自然演化这一部分烃类没有收集计量，因而表现出自然演化的转化率较低（图5-45a）。

**表5-12 各类源岩不同演化阶段烃转化率资料**

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 泌30井泥岩（Ⅰ型） | $R^o$（%） | 0.46 | 0.66 | 1.03 | 1.76 | 2.02 | 2.46 | 2.68 | 3.15 |
| | 气（%） | 1.17 | 1.29 | 7.06 | 20.00 | 36.22 | 53.04 | 71.68 | 76.70 |
| | 液（%） | 9.98 | 12.35 | 29.75 | 20.81 | 6.15 | 2.14 | 1.12 | — |
| | 总烃（%） | 11.15 | 13.64 | 36.81 | 40.81 | 42.37 | 55.18 | 72.80 | 76.70 |
| 茂名油页岩（Ⅱ₁型） | $R^o$（%） | 0.51 | 0.63 | 0.91 | 1.61 | 2.01 | 2.46 | 2.98 | 3.29 |
| | 气（%） | 0.20 | 0.98 | 2.98 | 8.59 | 18.32 | 31.77 | 43.30 | 52.30 |
| | 液（%） | 2.29 | 10.15 | 14.35 | 15.19 | 8.34 | 1.68 | — | — |
| | 总烃（%） | 2.49 | 11.13 | 17.33 | 23.78 | 26.66 | 33.45 | 43.30 | 52.30 |
| 冀中安29井泥岩（Ⅱ₂型） | $R^o$（%） | 0.52 | 0.70 | 0.95 | 1.27 | 1.71 | 2.30 | 2.70 | 3.10 |
| | 气（%） | 0.09 | 4.28 | 17.48 | 18.60 | 28.36 | 31.39 | 51.20 | 35.17 |
| | 液（%） | 0.73 | 3.72 | 5.93 | 6.47 | 1.42 | — | — | — |
| | 总烃（%） | 0.82 | 8.00 | 23.41 | 25.07 | 27.78 | 31.39 | 51.20 | 35.17 |
| 乌苏碳质泥岩（Ⅲ型） | $R^o$（%） | 0.52 | 0.79 | 0.92 | 1.14 | 1.49 | 1.76 | 2.86 | 3.47 |
| | 气（%） | 0.26 | 0.38 | 1.64 | 3.85 | 12.46 | 20.26 | 25.13 | 37.68 |
| | 液（%） | 1.59 | 2.04 | 4.24 | 5.91 | 4.84 | 1.05 | — | — |
| | 总烃（%） | 1.35 | 2.42 | 5.38 | 9.76 | 17.30 | 21.31 | 25.13 | 37.68 |
| 冀县褐煤 | $R^o$（%） | 0.60 | 0.87 | 1.24 | 1.53 | 1.80 | 2.06 | 2.80 | |
| | 气（%） | 0.06 | 0.36 | 1.31 | 2.81 | 6.82 | 12.88 | 16.43 | |
| | 液（%） | 1.96 | 2.82 | 4.84 | 5.25 | 2.82 | 3.44 | 0.08 | |
| | 总烃（%） | 2.02 | 3.18 | 6.15 | 8.06 | 9.64 | 16.32 | 16.51 | |

### 2. 腐殖-腐泥型（Ⅱ₁）干酪根成烃模式

选择茂名油页岩作为腐殖-腐泥型干酪根成烃的代表模式。根据热压模拟实测烃转化率资料（表5-12），该类母质成烃演化模式类似于腐泥型干酪根，只是累计烃转化率略低于Ⅰ型（Ⅰ型为76.7%，Ⅱ₁型为52.3%）；另一特点是液态烃持续出现时间较长，只是当镜质组反射率值达2.5%以后才结束；第三个特点是液态烃的高峰值明显靠后（$R^o$=1.76%）；镜质组反射率超过1.8%以后，气态烃转化率才明显高于液态烃，从而进一步说明，该类母质在液态窗的演化阶段一般仍以生油为主（图5-45b）。

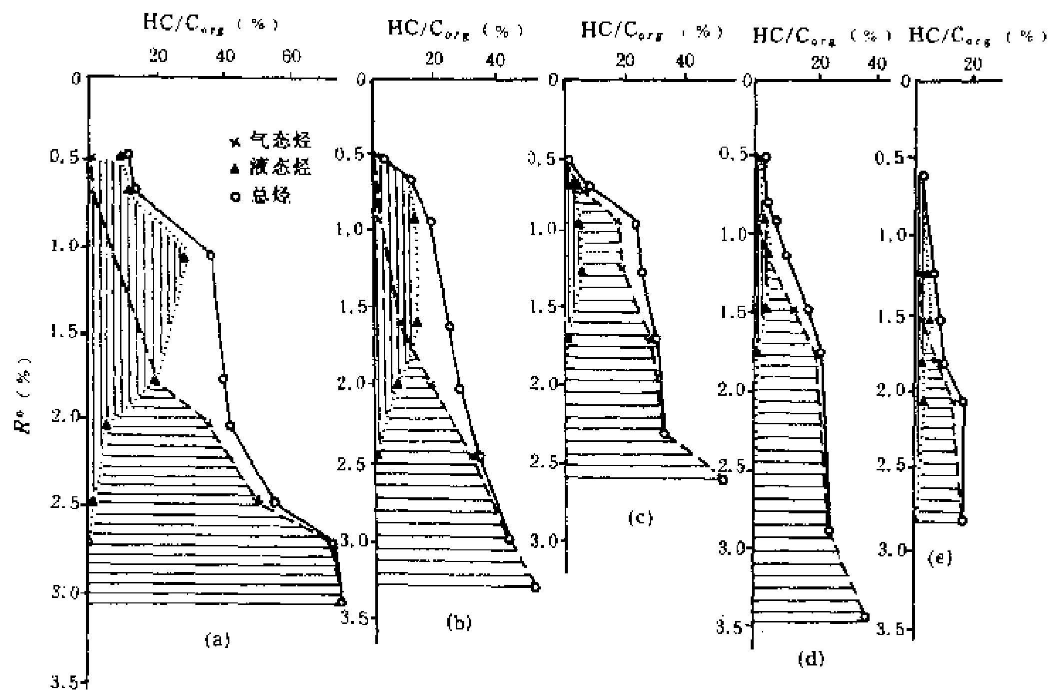



图 5-45　各类干酪根成烃模式图

(a) Ⅰ型干酪根；(b) Ⅱ₁型干酪根；(c) Ⅱ₂型干酪根；(d) Ⅲ型干酪根；(e) 煤

### 3. 腐泥-腐殖型（Ⅱ₂）干酪根成烃模式

该类成烃模式以安 29 井泥岩的热模拟资料为代表（图 5-45c）。这类模式的最大特点是产气态烃为主，气态烃转化率在镜质组反射率仅 0.66%时，就已经超过了液态烃，随后气态烃转化率愈益增大，最终累计高达 35.17%，而液态烃最高转化率仅 6.47%。液态烃结束时 $R^o$值为 2.0%，显然较Ⅰ型及Ⅱ₁干酪根早一些。这种以生气态烃为主的模式显然与其母质性质及干酪根的显微组成密切相关。根据该干酪根的有机显微组成分析，无定型占 54.8%，壳质组占 21.8%，镜质组占 22.8%，惰质组仅占 0.6%。说明该类母质属于以高等植物为主的母源输入。壳质体十分富集，且其中易生成气态烃的树脂物占有更高比例，因而气态烃转化率在较低演化阶段就很高，从而导致该类母质以生气为主。

### 4. 腐殖型母质（Ⅲ型）成烃模式

腐殖型母质以新疆乌苏碳质泥岩为代表。其液态烃高峰阶段 $R^o$值为 1.10%，液态烃结束时 $R^o$值为 2.5%，说明其液态烃产出阶段较宽。气态烃在 $R^o$<1.10%时，其转化率一直低于液态烃，只有超过这一阶段后，气态烃之转化率才逐渐高于液态烃，这一变化规律与自然演化模式几乎相一致（见图 5-45d），当 $R^o$值达 3.5%时，气态烃的总转化率可达 38%。

### 5. 腐殖褐煤成烃模式

腐殖褐煤以山东黄县褐煤为代表。液态烃转化率比较低，到液态窗高峰时，其液态烃转化率仅5%，但其液态烃结束的演化阶段较高，$R^o$值达2.8%时液态烃才消失。气态烃转化率一直很低，只是当$R^o$达1.1%时气态烃的转化率才逐渐升高而超过液态烃的转化率，但腐殖煤总的转化率仍然很低，直到$R^o$达2.8%时，其总转化率仅16%（图5-45e）。

综上所述，腐泥型（Ⅰ型）母质为主的湖相泥岩、混合型（Ⅱ型）母质为主的油页岩及湖相泥岩、腐殖型（Ⅲ型）母质为主的碳质泥岩及腐殖煤的热演化成烃模式具如下特点：

(1) 以水生生物为主要有机物源的腐泥型母质及油页岩，在$R^o$<1.8%之前以产液态烃为主，其高峰值约在$R^o$为1.0—1.10附近，烃转化率最高可达30—35%。当$R^o$>1.8%之后，气态烃产率逐渐超过液态烃，当$R^o$达到3.0%时，总烃转化率Ⅰ型干酪根可达77%。油页岩（$Ⅱ_1$型）亦可达52%。如此之高的转化率，其主要原因是人工热压模拟演化中收集和计算了$C_{14}$以前的馏分（这一部分可占全馏分的50—60%），而自然演化过程中这一部分却无法计量，因此，Tissot认为一般自然演化过程中烃转化率不超过20%。热压模拟的事实成功地揭示了以富含类脂物为主的生油母质可以获得80%的烃转化率。

(2) 以腐殖型母质为主的碳质泥岩及褐煤液态烃的转化率一般不超过5%，褐煤的气态烃转化率一般低于18%，碳质泥岩气态烃最高转化率亦95%，且其液态烃和气态烃转化率的高低仍决定于其显微组分中类脂组与壳质组含量的多少，如新疆乌苏碳质泥岩的显微组分中类脂组含量为1.25%，壳质组含量高达12%，从而导致其气、液态烃转化率较高。

(3) 一般情况下各类母质液态烃的消失阶段都在$R^o$>2.5%以后，如泌阳湖相泥岩Ⅰ型干酪根液态烃在$R^o$为2.7%后才消失，茂名油页岩$R^o$达2.50%后液态烃才消失，黄县褐煤液态烃消失的$R^o$值已高达2.8%。由热压模拟结果看来，过去人们一般将$R^o$值1.30%定为液态窗下限，把$R^o$值2%时定为进入生气阶段，这些界限值尚需商榷。现实的勘探实际也不完全受这些界限值的约束，如渤海湾盆地冀中拗陷下第三系烃源岩镜质组反射率值已达1.30%以上还发现液态原油，因此，有关液态窗及湿气-凝析油的下限值尚需进一步研究。

(4) 各类源岩成烃模式比较结果：腐泥型及腐殖-腐泥型干酪根，在镜质组反射率小于1.7%以前的演化阶段，一般以生成液态烃为主；腐泥-腐殖型母质由于陆源高等植物的母源输入占较大比例，因而其与腐殖型干酪根一样，以产气态烃为主，液态烃产率甚低。所以，人们常将腐泥-腐殖型和腐殖型母质视为成气母质，该类母质之源岩视为气源岩。各类源岩成烃模式比较还表明，虽然腐泥型和腐殖型母质在$R^o$值小于1.70%的演化阶段以产液态烃为主，但就产气的绝对量以及其向气态烃的转化率比较，仍然是腐泥型及腐殖-腐泥型大于腐殖型和腐泥-腐殖型。

# 第二篇 油气源对比研究

油气源对比就是通过原油及天然气和可能源岩之间有机母源输入成分之间的亲缘关系或同位素分馏所表征的内在联系的比较，判识和追溯石油和天然气的可能来源。因此，严格说一个盆地（或含油地区）的含油气规模应当在其源岩确定之后方能最终确定。

实践业已证明，油气源对比是追溯新的油层和指导勘探的重要手段之一。如果在一个新的探区发现多套含油气层系，各层系的油气是否来自同一源岩，这就必须进行精细的油气源对比，方能确定其源岩。因此，油气源对比不仅在油气生成机制的研究上具重要理论意义，而且在油气勘探中具有重要的实用价值。

油、气源的对比有其内在成因联系的一致性和共同性，但由于各自的物理化学性质的差异性以及运移和聚集过程中的特殊性，尤其是天然气形成的多源性远比原油更为复杂，因此，天然气的气源对比及源岩的追溯远比油源对比更为复杂，难度也更大。

20 世纪 60 年代以来，各种现代分离鉴定技术的发展，特别是色谱-质谱技术成功地引进有机地球化学研究领域，使地质体中生物标志物的研究，尤其是沉积岩石中甾、萜化合物的立体异构化研究得到迅速发展。70 年代以来，商业性色谱-质谱-计算机联用技术的普及以及高分辨毛细管柱的采用，大大提高了分离复杂混合物的能力，从而使色谱-质谱-计算机联用技术不仅可鉴定出个别生物标志物及其结构，而且还能对同系物中不同立体构型和各种化合物进行半定量和定量研究，进而为可燃有机矿产的成因及评价，尤其是对油气源的追溯、有机物质的演化历程以及生源的研究提供多种有用信息。因此，有机地球化学已成为目前油气勘探及评价中的重要手段之一。值得提出的是生物标志物在油气源对比研究中的应用不仅解决了油气勘探中的实际问题，而且对于油气成因理论的研究也起着重要的推动作用。

在油气源对比研究中，应当从成烃演化的整个历史过程来考虑，主要利用原油及可能源岩中存在的各类甾、萜生物标记物的母源参数和成熟度参数等综合指纹信息进行多因素对比，从古环境和生源构成等多方面提供判识依据。此外，同位素的分馏规律的研究，也是油源重要的判识指标之一。

在天然气源对比研究方面，本书通过部分典型气田气源的实例剖析，提出一种“桥梁过渡”的气源对比法。基本思路是一般天然气中均含有 $C_2$ 以上的烃类，其含量多少取决于天然气的干、湿程度；另一方面天然气储集层中一般仍残留有不同含量的“储层沥青”；再者是湿度较大的天然气中一般含有不同比例的凝析油，其绝对含量在每方气中可由数克至数百克不等。一般条件下，天然气中的 $C_2$ 以上的重烃、储层沥青和凝析油应属于与之共生且在成因上有密切联系的产物。应该说这些物质一般系来自同一源岩（异源

例外)，唯因其化学组成上的差别，在相似热力条件下呈不同物态存在而已。基于上述认识，本书在气源对比中，以天然气中的凝析油、$C_2$以上重烃及储层沥青等物质为“桥梁”，将其与可能源岩的相应成分进行综合有机地球化学对比，从而获得追溯气源的直接信息。

值得提出的是，陆源有机物质所形成的凝析油馏分其碳数分布范围较宽，从$C_3$—$C_{35}$均有分布，其中不仅有丰富的轻烃馏分信息，而且还可直接检出二环倍半萜烷、三环萜烷、五环三萜烷及部分甾烷。因此，人们可以充分利用凝析油这种“桥梁”作用直接与源岩进行对比。

储层沥青系指储集天然气的储集岩中的烃类滞留物，其一般馏分也较宽，尤其甾萜化合物较为富集，同样可以为追溯气源，进行气-岩对比提供多种有用信息。

根据上述思路，对南海大陆架的琼东南盆地崖13-1气田及四川盆地八角场等气田的可能气源岩进行了对比，取得良好效果(详见后)。

# 第六章 油源对比

前已叙及，随着色谱-质谱-计算机联用技术的发展及其在油气勘探中的广泛应用，原油及源岩中各种构型的生物标记物的广泛检出和系统研究，已经在沉积有机物质的生源构成和母源输入、演化特征和油源指纹等方面建立了系统的特征参数，并成功地应用于油气勘探。近十多年来，国内外许多石油地球化学家已经在这一方面做了大量的卓有成效的工作，从而使油气生成的研究已经进入分子级水平。

笔者在油源对比研究中，基本的思路是从有机质成烃演化整个历史过程出发，把生物标记物的母源输入参数或生源构成参数、有机物演化特征参数或成熟度参数和油气运移参数紧密结合，采取特征分子对比和多因素综合对比结合以多因素综合对比为主的基本方法，在油源追溯中效果良好，现以冀东地区南堡凹陷的油源对比为例进行剖析。

## 第一节 南堡凹陷的地质简况

南堡凹陷位于黄骅拗陷北部，面积 2 100km²，地跨海陆，其中陆地部分 540km²，潮间带 260km²。它是在华北地台基底上，经中、新生代的块断运动而发育起来的断陷盆地。北以西南庄深断裂与老王庄凸起、西南庄凸起为界，东以柏各庄深断裂与柏各庄凸起、马头营凸起及石臼坨凸起毗邻，南与沙垒田凸起相接，西与北塘凹陷接壤（见图 6-1）。

早第三纪由于西南庄和柏各庄深断裂持续活动，凹陷大幅度沉降，第三系沉积厚逾 8 000—9 000m，下第三系最大沉积厚度近 5 000—6 000m。

南堡凹陷早第三纪经历了两个大的块断活动期，形成了湖盆两个大的发展阶段，即沙三期与沙一—东营期，各期沉积条件不同，形成不同的沉积组合，导致生、储、盖组合的差异。

沙三段沉积时期，由于西南庄断裂与柏各庄断裂大幅度活动，使得位于凹陷东北部两大断裂活动最剧烈之处形成沉积中心，沉积最大厚度可达 5 000m，为淡水湖相沉积。其岩性自下而上构成一个粗→细→粗完整的沉积旋回。沙三段五亚段已钻遇最厚达 607m（高参 1 井），下部为红色砂、泥岩互层；中部为紫红色泥岩与灰色砂岩互层；上部为灰色砂岩与灰、深灰色泥岩互层，具有较好的生油能力（见表 6-1）。沙三段四亚段是湖盆发育的全盛时期，在全区广泛分布，据地震资料推测，在沉积中心处与沙三段五亚段共厚达3 000m，岩性为大套深湖相暗色泥岩夹少量砂岩，是区内最主要的生油层段。沙三段三亚段至沙三段一亚段为湖盆收缩期，水体逐渐变浅，为砂、泥岩互层沉积，而泥岩为灰、深灰、绿灰色与棕褐色、棕红色交替出现，呈现浅湖—滨湖相的沉积特征，也具有一定的生油能力。

沙三段一亚段沉积晚期—沙二期凹陷整体上升遭受剥蚀，根据 1km×2km 测网采用“小层变化率外推法”进行的剥蚀厚度推算，最大剥蚀厚度区在西南庄断层东端与柏各庄

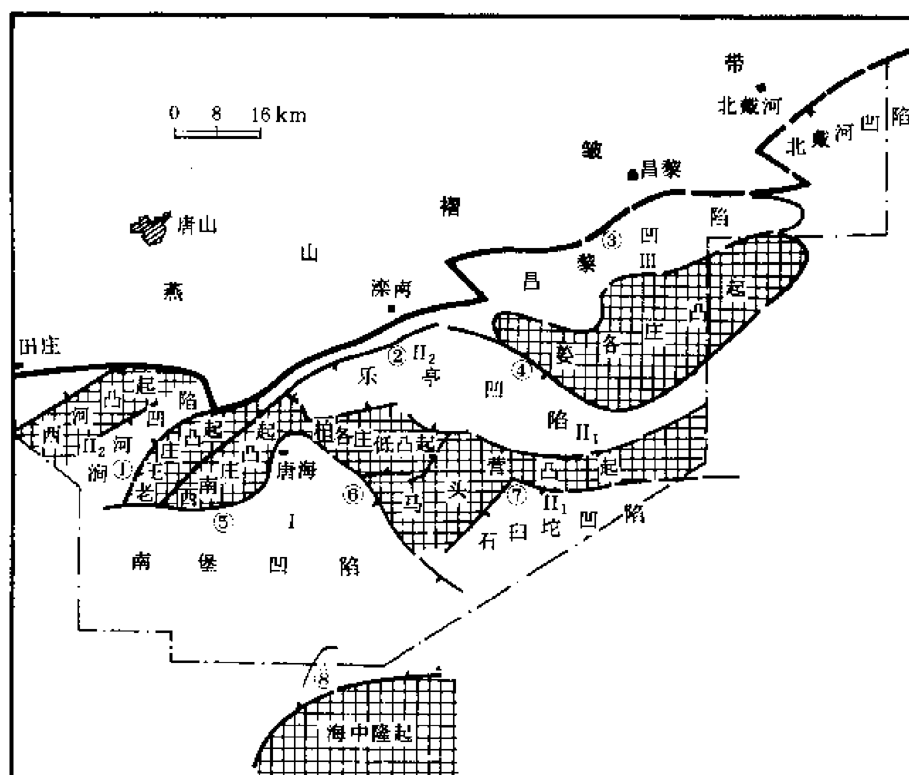



图 6-1　冀东油田一级构造单元区划图

①老王庄西断裂；②滦南断裂；③昌黎断裂；④乐亭断裂；

⑤西南庄断裂；⑥柏各庄断裂；⑦红房子断裂；⑧沙北断裂；

Ⅰ，$\mathrm{II}_1$，$\mathrm{II}_2$，Ⅲ代表凹陷的含油气远景分类，Ⅰ类最好，Ⅲ类最差

断层北端相交的三角地带，最大剥蚀厚度达 2 100m。由于这一上升回返作用，使得该区大部分沙三段生油层的熟化受到影响。

沙一段—东一段又构成一个粗→细→粗完整的沉积旋回。该阶段由于柏各庄断裂活动相对变弱，而西南庄断裂活动出现西强东弱的差异，尤其是高柳断层的强烈活动，使得沉降中心和沉积中心逐渐向西向南迁移。沙一段—东三段是本区湖盆第二个全盛时期，全区广泛分布，岩性主要为浅湖相（局部较深湖相）暗色泥岩与砂岩互层，是区内又一套重要生油层段。东二段沉积初期湖盆开始收缩，暗色泥岩的沉积范围及厚度均变小，有机质的丰度和类型也较东三段变差，为次要生油层段。东一段沉积时湖盆再度收缩变小，从钻井及分析化验资料看，仅在南 1 井见到有机质丰度较高的暗色泥岩，说明东一段只要埋深能进入成油门限也应具备一定的生油能力，但规模较小。

由于高柳断层的活动使得高尚堡垒块及其以东地区沙一段—东营组的沉积厚度相对断层以西（以下简称西部）地区大大减薄，东一段沉积后全区又一次大面积抬升遭受剥蚀，在庙北地区剥蚀厚度最大达 1 400m。这一上升回返导致高柳断层上升盘的东营组及大部分沙一段地层未能成熟，同时也推迟了西部地区该层段的熟化进程。馆陶组早期火山活动强烈，出现大面积喷发玄武岩，有些岩浆沿断层侵入到某些地层中，由于这种局部高温作用，大大促进了其附近地层有机质的熟化，但其影响范围比较有限。

表 6-1　南堡凹陷生油层有机质丰度统计表

| 层位 | 有机碳 | | $S_1+S_2$ | | 氯仿 A | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 平均值（%） | 样品数（mg/g） | 平均值（%） | 样品数（mg/g） | 平均值（%） | 样品数（mg/g） |
| 东一段 | 0.82 | 31 | 1.39 | 31 | 0.0230 | 4 |
| 东二段 | 0.70 | 108 | 1.10 | 108 | 0.0482 | 48 |
| 东三段一亚段 | 1.07 | 173 | 3.44 | 173 | 0.0818 | 47 |
| 东三段二亚段 | 1.16 | 151 | 3.80 | 151 | 0.1028 | 37 |
| 东营组合计 | 1.00 | 463 | 2.87 | 463 | 0.0739 | 136 |
| 沙一段一亚段 | 1.10 | 39 | 3.27 | 39 | 0.1279 | 11 |
| 沙一段二亚段 | 0.69 | 23 | 1.47 | 23 | 0.0432 | 15 |
| 沙一段合计 | 0.95 | 62 | 2.60 | 62 | 0.0790 | 26 |
| 沙三段一亚段 | 0.63 | 38 | 1.21 | 38 | 0.0363 | 10 |
| 沙三段二亚段 | 0.70 | 55 | 1.11 | 55 | 0.0385 | 13 |
| 沙三段三亚段 | 0.71 | 67 | 1.21 | 67 | 0.0368 | 28 |
| 沙三段四亚段 | 1.90 | 64 | 8.50 | 64 | 0.2669 | 22 |
| 沙三段五亚段 | 1.50 | 65 | 6.18 | 65 | 0.3208 | 3 |
| 沙三段合计 | 1.14 | 289 | 3.92 | 289 | 0.1148 | 76 |
| 下第三系总计 | 1.05 | 814 | 3.22 | 814 | 0.0875 | 238 |

上第三系为一套河流相沉积，厚度1 500—2 500m，基本上不具生油能力，但其沉积对下伏诸层段有机质的成熟演化却是至关重要的。

综上所述，从油气生成角度出发，本区下第三系沙三段四亚段是最主要的生油层段，沙一段与东三段及沙三段五亚段上部也是区内重要生油层段，沙三段三亚段—沙三段一亚段属次要生油层段，东二—东一段为较差生油层段。

在沙三段沉积时期，高北洼陷及西部洼陷是主要生油洼凹。沙一段—东营组沉积时期，生油中心西移，西部成为沙三段与沙一段—东营组的复合生油洼陷。

## 第二节　油源对比方法与结果

### 一、对比方法

石油在有机质的埋藏、熟化、运移和聚集全过程中，经历了各种地质、热力和地球化学作用，从而使产物与生源之间已面貌全非，庆幸的是，有机地球化学家从立体化学出发，在原油和沉积有机物中发现了一些化合物与现代生物体中的一些化合物在基本碳骨架方面存在着惊人的相似，其差别仅在有机质演化成烃过程中发生了一些分子重排和某些基团转移，这就是当今石油地球化学家利用生物标记物进行油气源对比的理论基础。近十多年来，生物标记物的研究及其在油气源追溯中的应用应运而生。然而，人们更多地还是从生物标记物间的指纹及特征分子等方面入手。本书基于把油气源对比放入成烃演化的全过程着眼，把母源参数和演化参数以及运移效应等多种信息相结合，提出多因素相关对比的基本思路和方法。

## 1. 对比参数选择

对比参数应着重从母源、沉积环境、热演化及运移等方面进行选择。

(1) 母源参数　　这是一类主要反映有机母源输出成分和其生源构成的参数。如 ααα (20R) $C_{27}/C_{29}$；ααα (20R) $C_{28}/C_{29}$；藿烷＋莫烷 $C_{29}/C_{30}$；奥利烷/$C_{30}$藿烷＋莫烷；三环萜烷/藿烷；伽马羽扇烷/$C_{30}$莫烷＋藿烷。

(2) 沉积环境参数

4-甲基 $C_{30}$甾烷/ααα-$C_{29}$甾烷 (S+R)；伽马蜡烷/$C_{30}$莫烷＋藿烷；重排甾烷/规则甾烷等。

(3) 成熟度参数

ααα-$C_{29}\frac{S}{(S+R)}$；$C_{31}$藿烷 S/R；$C_{29}$甾烷$\frac{\beta\beta}{(\beta\beta+\alpha\alpha)}$等。

此类参数还可以选择很多，在不同的沉积盆地还可以根据本区生物标记物的特点加以选择。

## 2. 相关系数计算公式

在经过上述参数选择之后，我们便可以分别在源岩与源岩之间进行相关系数的计算和对比，从而选择出具代表性的可能源岩。与此同时对各原油之间进行油-油相关系数的计算和对比，以选择出代表性的原油或进行原油的生物标记物分类。最后用如上方法进行原油与岩石之间的计算和对比，并最终确定可能的源岩。

在计算之前首先需对所有参加计算样品的上述参数值进行数据预处理，以下介绍的是各参数最大值正规化法，即以各参数中最大者作为100%，对诸样品该参数值进行归一化计算，将全部参算数据均变为0—1之间的数，然后按下列公式计算各样品间的相关系数，公式为：

$$相关系数\ R_{i,j}=\frac{\sum_{k=1}^{m}(X_{k,i}-X_i)(Y_{k,j}-Y_j)}{[\sum_{k=1}^{m}(X_{k,i}-X_i)^2\sum_{k=1}^{m}(Y_{k,j}-Y_j)^2]^{1/2}}$$

其中：$k=1$，2，……，$m$，参数序号，共 $m$ 个参数；$i=1$，2，……$n_1$，参加统计的一类样品序号；$j=1$，2，……$n_2$，参加统计的另一类样品序号；$X_{k,i}$为第 $i$ 个一类样品的第 $k$ 项参数值；$X_i$ 为第 $i$ 个一类样品的数学期望；$Y_{k,j}$为第 $j$ 个另一类样品的第 $k$ 项参数值；$Y_j$ 为第 $j$ 个另一类样品的数学期望；$R_{i,j}$为第 $i$ 个一类样品对第 $j$ 个另一类样品的相关系数。

由于我们选用的参数比较多，故一般相关系数大于80%便认为其间有较好的亲缘关系，相关系数大于90%便具很好的亲缘关系，而相关系数大于95%时便属极好的亲缘关系。

# 二、对 比 步 骤

生物标记物多因素油源对比的主要步骤是：

## 1. 岩-岩对比——代表性岩样的筛选

通常在一个盆地（或地区）进行油源对比时，代表性源岩的选择是十分重要的一步，

其目的是筛选确定那些可参与油-岩对比的真正反映其所在层段甾、萜生物标记物特征的代表性岩样。

地质和地球化学研究表明，南堡凹陷下第三系共有三套源岩层系，即东营组至沙一段、沙三段一亚段至三亚段和沙三段四亚段至五亚段。三套层系在沉积环境、有机质丰度、母质类型和演化条件上都有明显差别，而且，这些差异在三套源岩的生物标记物组合特征上亦有反映(表 6-2)。

表 6-2 南堡凹陷三套主要生油岩系中生物标记化合物组合特征

| 对比参数 | $\alpha\alpha\alpha C_{29}$甾烷 S/（S+R） | $\frac{C_{29}未知甾烷}{\alpha\alpha\alpha RC_{29}甾烷}$ | 藿烷＋莫烷 $C_{29}/C_{30}$ | $\frac{4-甲基C_{30}甾烷}{\alpha\alpha\alpha C_{29}甾烷}$ | 奥利烷与伽马羽扇烷的相对丰度 | $\frac{重排甾烷}{规则甾烷}$ |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| $Ed-Es_1$ | 未熟一低熟 | 无一低 | 低一中等 | 低一中等 | 奥＞羽 | 低--中等 |
| $Es_3^{1-3}$ | 未熟一成熟 | 无一中等 | 中等一较高 | 低 | 羽＞奥 | 中等一高 |
| $Es_3^{4-5}$ | 低熟一高熟 | 低一高 | 中等 | 高 | 羽≫奥 | 中等 |

图 6-2、6-3、6-4 是上述三套源岩层系之间生物标记物多因素相关系数矩阵对比图。经研究东营组和沙一段（$Ed—Es_1$）生油岩系的代表性岩样为 J-61，J-91，X-44，J-74，J-50，J-51，J-53，X-42 和 J-33；沙三段一至三亚段生油岩系中的代表性样品为 J-39 和 J-26；沙三段四至五亚段生油岩系中代表性样品为 X-4，J-36，J-7，J-29 和 X-50。这些样品在各自的生油岩系中彼此都具有很高的相关系数，同时也与多数样品之间有较高的相关系数。当然，各生油岩系中除这些样品外，也还有一些样品同样具有代表性。但考虑到代表性样品不宜选得太多，以免增加油一岩对比的复杂性，所以就只选了上述一些样品作为代表。为了进一步确认这些样品的代表性，有必要把这些样品放在一起，检查它们是否反映了各层系的特点和彼此之间的差异。图 6-5 就是它们之间的相关关系图。由图可见，各生油岩系中，代表性样品之间都具有非常高的相关系数，一般都在 0.9 以上，最低的也可达 0.75，而且仅是对个别样品而言；而它们与其它生油岩系中的代表性样品相关性都很差，相关系数仅 0.2—0.5。因此，上述代表性样品确实具有非常好的代表性。它们不仅较好地反映了本生油岩系的基本特征，而且与不同生油岩系的样品存在明显的差别。这就为下面将要进行的油-岩对比打下了一个良好的、可靠的基础。

**2. 油-油对比**

表 6-3 是南堡凹陷各层系 38 个原油样品的一般物理化学性质。

图 6-6 是南堡凹陷原油之间的相关系数及分类。根据其生物标记物组合差异，可将本区原油分为五种类型，现将其详叙如下：

第 I 类原油中，$C_{29}$未知甾烷没有或很少，4-甲基 $C_{30}$甾烷的丰度和重排甾烷的相对丰度都不高，$C_{29}$降藿烷相对于 $C_{30}$藿烷的丰度也较低，奥利烷相对于伽马羽扇烷占优势。它们的这些特点与其它类原油明显不同，因而与其它类原油的相关系数均很低；然而这些特点与东营组和沙一段生油岩系中生物标记化合物的组合特征相当一致，这很可能预示着它们之间的亲缘关系。

第 VI 类原油中，$C_{29}$未知甾烷的相对丰度较高，4-甲基甾烷含量也较高，重排甾烷的

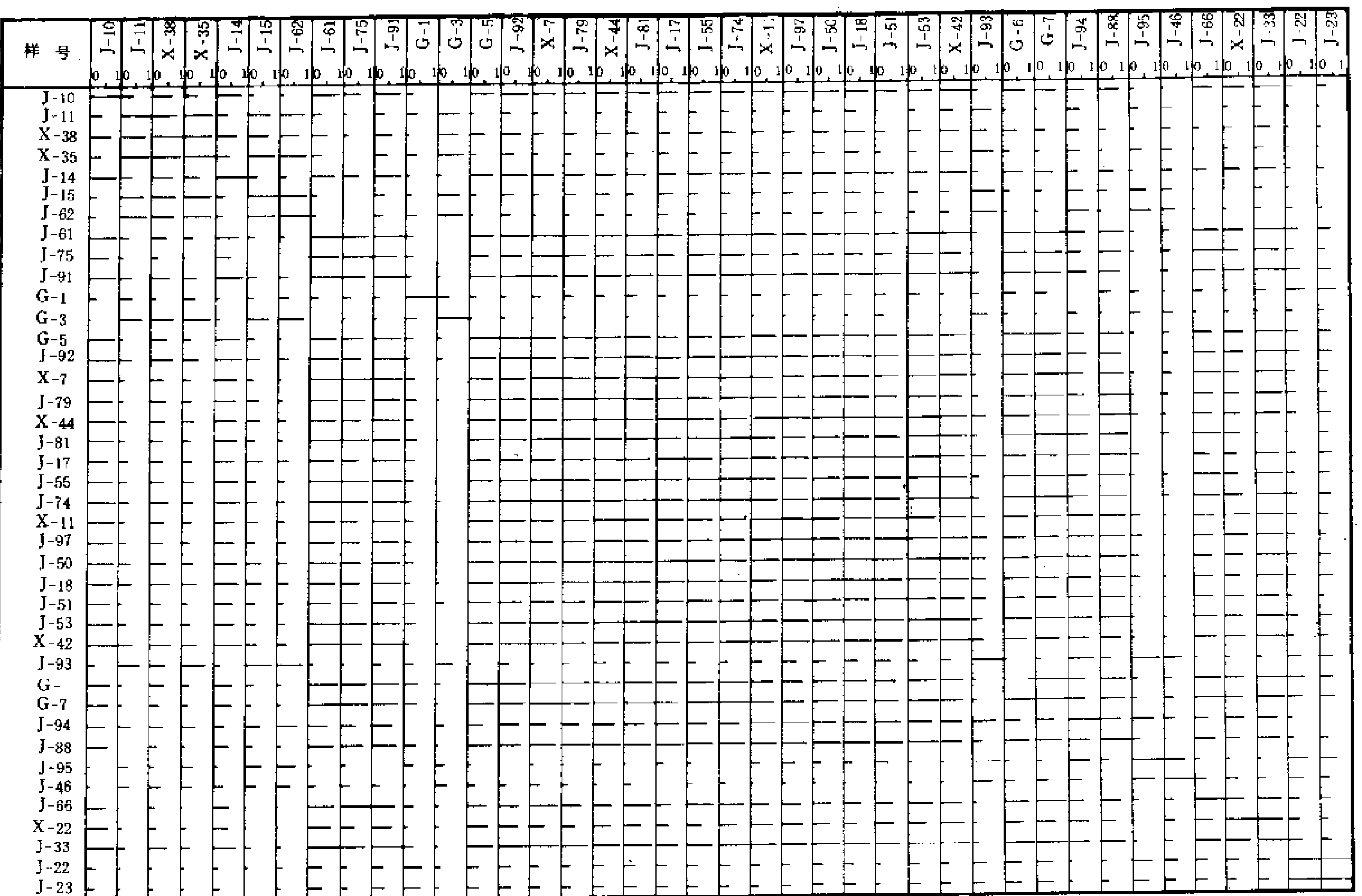


图 6-2　南堡凹陷东营组和沙一段生油岩系中岩样之间的相关关系

| 样号 | J-37 | X-51 | J-39 | J-41 | J-24 | J-98 | G-8 | G-9 | J-100 | J-26 | X-17 | J-28 | G-10 | G-11 | G-12 | G-13 | G-14 | X-3 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 |
| J-37 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| X-51 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| J-39 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| J-41 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| J-24 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| J-98 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| G-8 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| G-9 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| J-100 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| J-26 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| X-17 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| J-28 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| G-10 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| G-11 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| G-12 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| G-13 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| G-14 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| X-3 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

图 6-3 南堡凹陷沙三段一至三亚段生油岩系中岩样之间相关关系

| 样号 | X-4 | J-65 | J-29 | J-6 | G-15 | X-50 | J-36 | J-89 | J-7 | G-16 | G-17 | G-18 | G-19 | G-20 | G-21 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 | 0 1 |
| X-4 | | | | | | | | | | | | | | | |
| J-65 | | | | | | | | | | | | | | | |
| J-29 | | | | | | | | | | | | | | | |
| J-6 | | | | | | | | | | | | | | | |
| G-15 | | | | | | | | | | | | | | | |
| X-50 | | | | | | | | | | | | | | | |
| J-36 | | | | | | | | | | | | | | | |
| J-89 | | | | | | | | | | | | | | | |
| J-7 | | | | | | | | | | | | | | | |
| G-16 | | | | | | | | | | | | | | | |
| G-17 | | | | | | | | | | | | | | | |
| G-18 | | | | | | | | | | | | | | | |
| G-19 | | | | | | | | | | | | | | | |
| G-20 | | | | | | | | | | | | | | | |
| G-21 | | | | | | | | | | | | | | | |

图 6-4 南堡凹陷沙三段四、五亚段生油岩系中岩样之间的相关关系

表 6-3 南堡凹陷原油物理性质及组成特征

| 原编号 | 井号 | 井深 (m) | 层位 | 密度 | 50℃粘度 (mm²/s) | 凝固点 (℃) | 含蜡量 (%) | 含硫量 (%) | 族组成(%) | | | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | 饱和烃 | 芳烃 | 非烃＋沥青质 | |
| 0-1 | 高 36 | 1 796.4—1 834.2 | Nm—Ng | 0.8909 | 10.78 | −21 | 8.99 | 0.1392 | 53.23 | 28.28 | 18.49 | 生物降解油 |
| 0-2 | 高 29 | 2 224.0—2 229.6 | Ng | 0.8507 | 6.30 | 30 | 14.75 | | 69.56 | 17.20 | 13.24 | |
| 0-3 | 高 10 | 2 863.2—3 391.0 | $Es_3^3$ | 0.8311 | 5.15 | | | | 71.76 | 16.00 | 12.25 | |
| 0-4 | 庙 101 | 2 126.4—2 133.4 | Ng | 0.8455 | 4.20 | 24 | 22.18 | 0.1200 | 71.89 | 17.68 | 10.43 | |
| 0-5 | 庙 19-14 | 2 095.6—2 174.1 | Ng—$Ed_1$ | 0.8957 | 24.90 | 2 | 6.50 | | 64.26 | 23.41 | 12.33 | |
| 0-6 | 柳 17 | 3 611.5—3 641.3 | $Es_3^5$ | 0.8285 | 5.60 | | | | 75.76 | 14.29 | 9.95 | |
| 0 7 | 柳 10 | 3 367.4—3 641.5 | $Es_3^5$ | 0.8319 | 5.85 | | | | 73.69 | 15.04 | 11.27 | |
| 0-8 | 柳 16 | 2 503.6—2 519.6 | $Es_1^1$ | 0.8893 | 5.36 | | | | 53.10 | 22.07 | 24.83 | |
| 0-9 | 高 61-31 | 3 076.1—3 099.3 | $Es_3^1$ | 0.8293 | 5.30 | | | | 64.78 | 21.84 | 13.38 | |
| 0-10 | 高 30 | 3 472.4—3 692.6 | $Es_3^{2-3}$ | 0.7532 | 0.67 | | | | 70.61 | 19.07 | 10.32 | |
| 0-11 | 高 63-33 | 2 431.0—2 435.0 | $Ed_3^2$ | 0.8395 | 4.90 | | | | 66.19 | 16.67 | 17.14 | |
| 0-12 | 高 26 | 3 858.0—3 892.0 | $Es_3^3$ | 0.8608 | 5.34 | 37 | 24.57 | 0.0927 | 66.57 | 18.82 | 14.61 | |
| 0-13 | 高 9 | 2 961.0—2 952.0 | $Es_3^1$ | 0.8245 | 6.34 | | | | 73.52 | 15.68 | 10.80 | |
| 0-14 | 高 2 | 2 916.0—3 229.4 | $Es_3^{2-3}$ | 0.8633 | 5.96 | 36 | 25.00 | 0.1242 | 60.13 | 20.26 | 19.61 | |
| 0-15 | 南 21 | 1 654.0—1 665.0 | $∈_1m$ | 0.9195 | 27.12 | <−30 | 5.21 | 0.1988 | 48.02 | 28.17 | 23.81 | 生物降解油 |
| 0-16 | 庙 11 | 1 907.4—1 937.3 | Ng | 0.8945 | 14.09 | 3 | 9.74 | 0.1200 | 61.23 | 24.63 | 14.14 | 生物降解油 |
| 0-17 | 北 13 | 2 556.6—2 563.1 | $Ed_1$ | 0.8062 | 1.70 | | | | 68.42 | 15.82 | 15.76 | 凝析油 |
| 0-18 | 南 36 | 1 951.3—1 966.5 | Ng | 0.8981 | 11.50 | 41 | 22.39 | 0.1100 | 46.80 | 25.00 | 28.20 | 生物降解油 |
| 0-20 | 高 1 | 3 855.2—3 914.0 | $Es_3^5$ | 0.8310 | 7.74 | | | | 42.42 | 10.32 | 47.29 | |

续表 6-3

| 原编号 | 井号 | 井深 (m) | 层位 | 密度 | 50℃粘度 ($mm^2/s$) | 凝固点 (℃) | 含蜡量 (%) | 含硫量 (%) | 族组成(%) | | | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | 饱和烃 | 芳烃 | 非烃+沥青质 | |
| 0-21 | 高 22 | 4 114.0—4 156.0 | $Es_3^3$ | 0.8540 | 9.47 | 32 | 15.29 | 0.0610 | 41.36 | 23.00 | 35.64 | |
| 0-22 | 高 50 | 3 016.0—3 017.8 | $Es_3^1$ | 0.8155 | 4.64 | | | | 41.38 | 23.05 | 35.57 | |
| 0-23 | 高 31 | 1 836.6—1 845.0 | Nm | 0.9446 | 140.68 | −26 | 5.30 | 0.1597 | 35.77 | 23.53 | 40.70 | 生物降解油 |
| 0-24 | 高 32 | 2 799.4—2 828.0 | $Es_1^2$ | 0.8345 | 4.66 | 28 | 15.88 | 0.0710 | 54.17 | 8.80 | 37.03 | |
| 0-25 | 高 40 | 3 185.0—3 187.4 | $Ed_3^1$ | 0.8368 | 5.41 | | | | 40.71 | 20.66 | 38.63 | |
| 0-26 | 高 57 | 2 462.0—2 472.6 | $Es_1^1$ | 0.8336 | 3.54 | | | | 49.34 | 12.91 | 37.75 | |
| 0-27 | 高 27-1 | 2 490.4—2 495.6 | $Ed_1$ | 0.8222 | 3.35 | | | | 51.56 | 14.19 | 34.25 | |
| 0-29 | 林 1 | 3 442.4—3 454.1 | $Ed_3^2$ | 0.9052 | 21.90 | −2 | 10.24 | 0.1300 | 35.20 | 20.60 | 44.20 | 生物降解油 |
| 0-30 | 南 22 | 1 936.0—2 013.5 | Ng | 0.9509 | 122.59 | <−30 | 4.45 | 0.2407 | 33.48 | 26.00 | 40.52 | 生物降解油 |
| 0-31 | 北 3 | 1 921.0—1 924.0 | Ng | 0.8207 | 2.50 | | | | 49.31 | 27.38 | 23.31 | 凝析油 |
| 0-32 | 庙 5 | 2 950.8—2 957.0 | $Ed_2$ | 0.7845 | 0.80 | | | | 44.34 | 14.56 | 41.47 | |
| 0 33 | 柳 9 | 3 865.8—3 875.4 | $Es_3^3$ | 0.8733 | 17.06 | | | | 37.87 | 14.50 | 47.63 | |
| 0-34 | 庙 10 | 1 720.8—1 736.0 | Nm | 0.9333 | 77.66 | <−30 | 7.45 | 0.1400 | 34.18 | 28.61 | 37.21 | 生物降解油 |
| 0-36 | 庙 25-1 | 1 864.0—1 869.8 | Ng | 0.9180 | 36.38 | −19 | 7.40 | 0.1300 | 39.40 | 28.61 | 31.99 | 生物降解油 |
| 0-37 | 高 59-37-1 | 1 863.5—1 949.6 | Ng | 0.9323 | 36.58 | | | | 35.78 | 25.38 | 38.84 | 生物降解油 |
| 0-43 | 柳 1 | 2 573.0—2 584.2 | $Es_3^2$ | 0.8626 | 17.71 | 35 | 8.81 | 0.1021 | 35.74 | 14.76 | 49.50 | |
| 0-44 | 庙 12 | 2 214.5—2 230.0 | Ng | 0.8073 | 1.42 | | | | 50.93 | 27.44 | 21.63 | |
| 0-45 | 庙 8-2 | 1 934.5—1 937.0 | Ng | 0.9079 | 20.20 | <−30 | 5.64 | 0.0900 | 34.98 | 18.32 | 46.70 | 生物降解油 |
| 0-46 | 庙 16-1 | 3 485.0—3 489.0 | $Ed_2$ | 0.8660 | | | | | 85.08 | 8.43 | 6.49 | 凝析油 |

图 6-5　南堡凹陷三大生油岩系中代表性岩样之间的相关关系

丰度中等，尤其特殊的是伽马羽扇烷相对于奥利烷的丰度要高得多，从而它们与第Ⅰ类原油形成了鲜明的对比。同时这些特征又恰与沙三段四至五亚段生油岩系的特征颇为一致。这也很可能暗示着它们之间的亲缘关系。

第Ⅱ类和第Ⅲ类原油的特征不如第Ⅰ和第Ⅳ类原油的那么突出，但它们都与第Ⅳ类原油有较高的相关系数，其中第Ⅲ类与第Ⅳ类原油相关性更好些。而第Ⅰ类除与第Ⅳ类相关外，还与第Ⅰ类原油（特别是其中的 0-4、0-5、0-29）具有相当高的相似性，说明这些原油的油藏不是单一的油源。

至于第Ⅴ类原油，它们与其它四类原油的相关性都不好，很可能是因为其都是生物降解油，而且在生物降解油中（共有 11 个）它们是降解程度最严重的。其中生物标记化合物的组合与分布也受到一定的影响和破坏。

### 3. 油-岩对比

图 6-7 是参加对比的 38 个原油样品按其分类顺序与筛选出的三个生油岩系中代表性样品的相关关系图。由图可以很直观地看到，第Ⅰ类原油与东营组、沙一段生油岩系具有相当好的相关关系，而与其它生油岩系的相关性很低。尽管有个别油样与 $Ed+Es_1$ 中岩石的相关系数不很高，仅约 0.7 左右，但与沙三段生油岩系的相关系数更低，仅约 0.1—0.2。因此，可以认为第Ⅰ类原油的油源是单一的，它们仅是东营组和沙一段生油岩系的演化产物。原油分类中有关其中生物标记化合物基本特征的讨论也证明了这一点，这里不再赘述。

第Ⅳ类原油在图 6-7 中显然与沙三段四至五亚段的相关性很好，而与东营组、沙一段以及沙三段一至三亚段的相关性不高，所以它们的油源也是单一的，它们应仅是沙三段

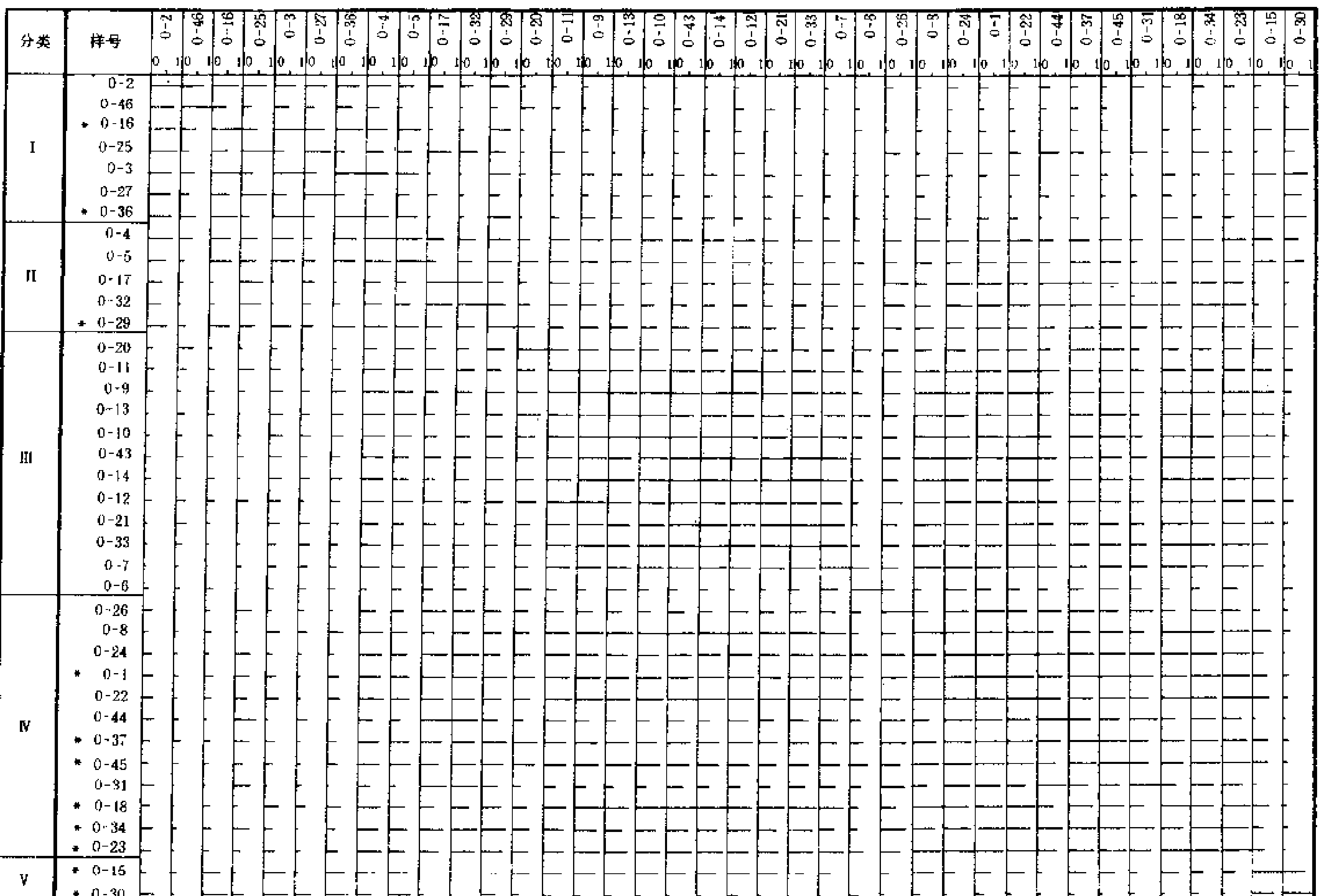


图 6-6　南堡凹陷原油之间的相关系数分类

*生物降解原油

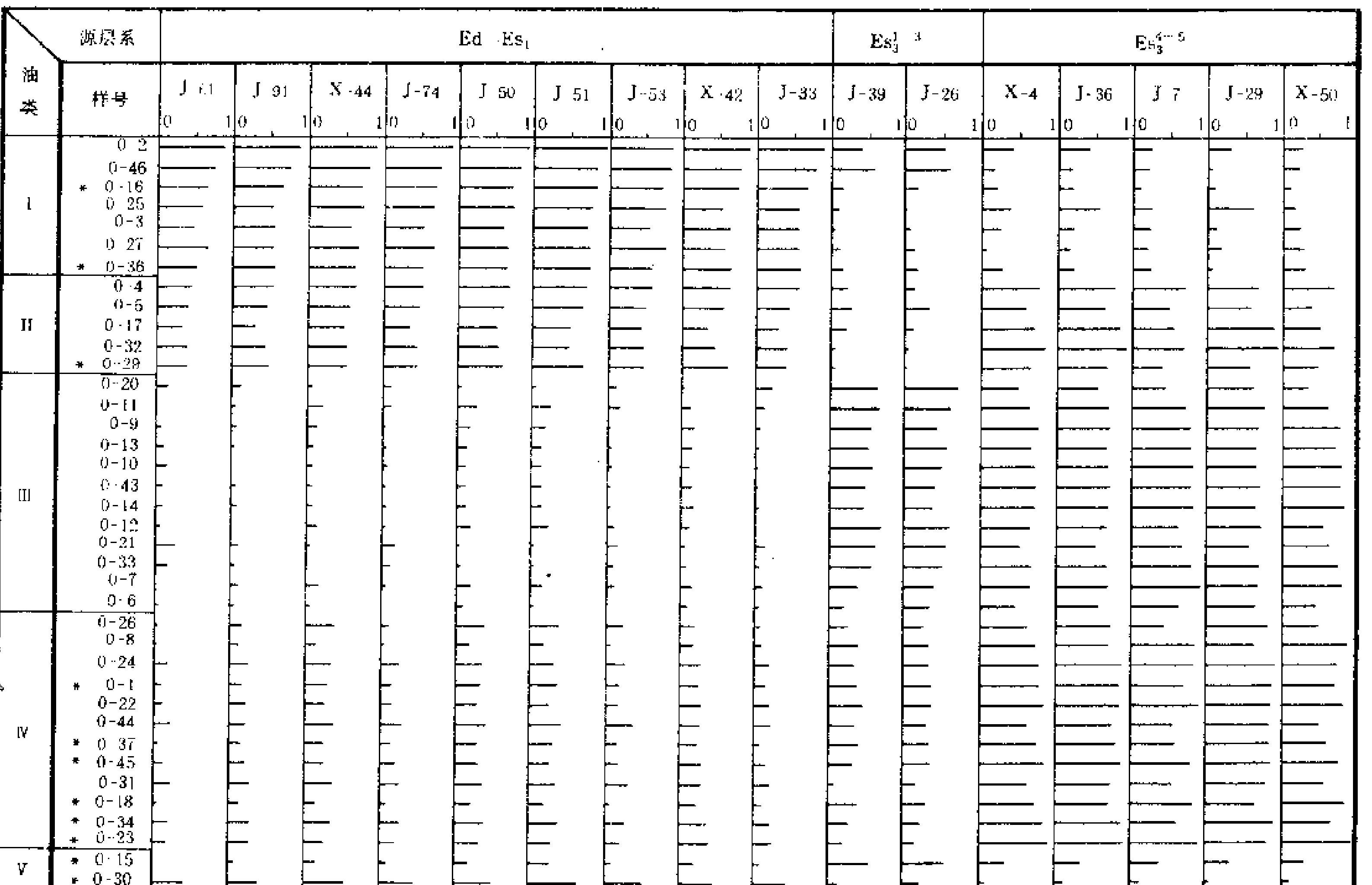



图 6-7　南堡凹陷三大生油岩系中代表性岩样与原油的相关关系

* 生物降解原油

四至五亚段生油岩的演化产物，虽然其中有些油样与东营组、沙三段一至三亚段的相关系数可达 0.3—0.4，但仍不能认为它们就有亲缘关系。

第Ⅱ类原油看来与东营组和沙一段生油岩系以及沙三段四至五亚段均有较好的亲缘关系，而与沙三段一至三亚段无关，所以它们的油源层不会是单一的，应是前两者混源产物；在这两者中因与沙三段四至五亚段的相关性更好些，所以沙三段四至五亚段应是其主要油源层。

第Ⅲ类原油似乎与第Ⅳ类原油颇为相近，都与沙三段四至五亚段生油岩系有相当高的相关系数。但是除此之外，它们还与沙三段一至三亚段有较高的相关系数，而与东营组和沙一段绝无亲缘关系。因此这些原油应是整个沙三段有机质热演化的产物无疑。其中的主力源岩层仍是沙三段四至五亚段岩系。

第Ⅴ类原油无论与哪个生油岩系的相关性都不好，这显然与它们曾遭受过较严重的生物降解有关。不过南 21 井原油（0-15）相对说来与沙三段的相关性比东营组、沙一段稍好些，也许与沙三段有亲缘关系的可能性较大；而南 22 井原油（0-33）与东营组和沙一段生油岩系的关系比与沙三段的关系可能要密切一些。

## 三、对比结果的地质分析与认识

经过前面的研究和讨论，参加对比的 38 口井的原油的油源层已经被确认。为便于进行各主要构造带主力油源区的讨论和认识，我们把上述油源对比结果标绘在图 6-8 上。同时，为了从构造上进一步验证这些对比结果，我们还给出了高尚堡构造带和北堡构造带的两个剖面（图 6-9、6-10），它进一步从油源断层和油气运移通道方面说明其可能性。现将油源对比结果的地质分析及主要认识简叙如下：

（1）38 口井的原油中，有 12 口井的原油（占 31.6%）与东营组和沙一段生油岩系有关，而且有 7 口井的油（占 18.4%）是由东营组和沙一段生油岩系单一油源层提供的。说明这套生油岩系是南堡凹陷的主要油源层之一。

（2）38 口井的原油中，至少有 29 口井的原油（占 76.3%）与沙三段四至五亚段有关，其中有 12 口井（占 31.6%）是由沙三段四至五亚段单独提供的，而且这些沙三段四至五亚段单一油源油遍布南堡凹陷的高尚堡、柳赞、杜林、老爷庙、北堡各主要构造带。因此，沙三段四至五亚段是该凹陷中最主要的油源岩系。

（3）38 口井原油中虽有 12 口井的原油与沙三段一至三段有关，但该岩系仅以次要混源出现，而且这些井全部集中在高尚堡和柳赞构造带，所以沙三段一至三段在凹陷中仅是次要油源层。这也是其中有机质丰度低、类型差的必然结果。

（4）高尚堡和柳赞油田找到的石油几乎全是沙三段油源油，这显然与其油源区，特别是高北凹陷中的沙三段正处于生油高峰，而东营组尚未成熟有关。然而在高尚堡构造带的南翼、南坨极洼陷北部的上倾方向一线，即在高 29 井、高 40 井和高 27-1 井发现的均是东营组和沙一段生油岩系的单一油源油；而且这些石油的成熟度不低，说明南坨极洼陷中的东营组确已成熟，并已向北部运移至高尚堡构造带。因此，在高尚堡构造带，甚至柳赞地区的南缘仍然还有希望找到东营组的油源油。

（5）在南坨极洼陷周围找到的油，绝大部分与东营组和沙一段生油岩系有关，而且

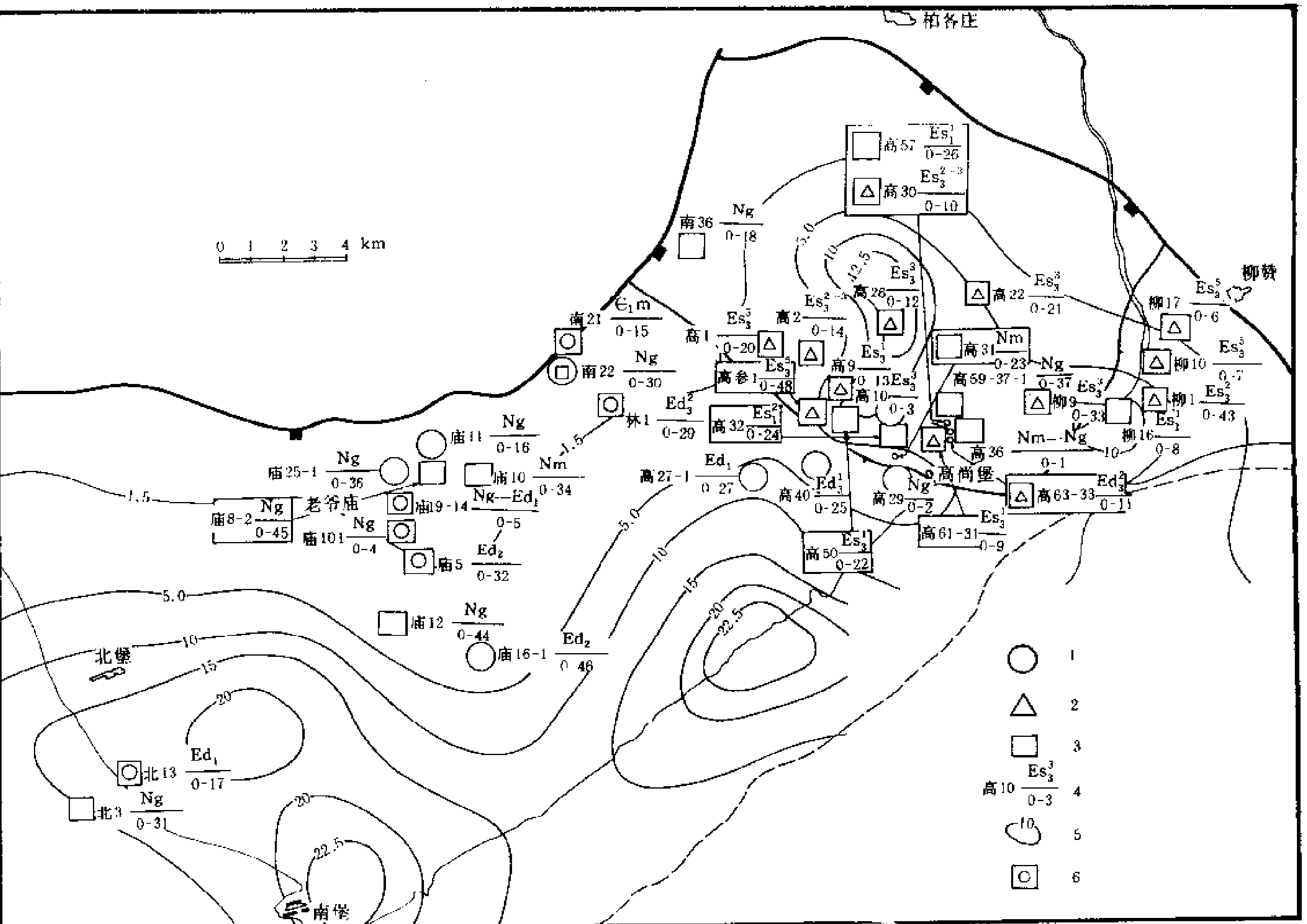



图 6-8 南堡凹陷油源对比图

1. 东营组、沙一段单一油源；2. 沙三段一至三亚段单一油源；3. 沙三段四、五亚段单一油源；4. 井号$\frac{\text{产油层位}}{\text{油样号}}$；5. 生烃强度等值线（$Mt/km^2$）；6. 外圈表示主要油源层段，内圈表示次要油源层段

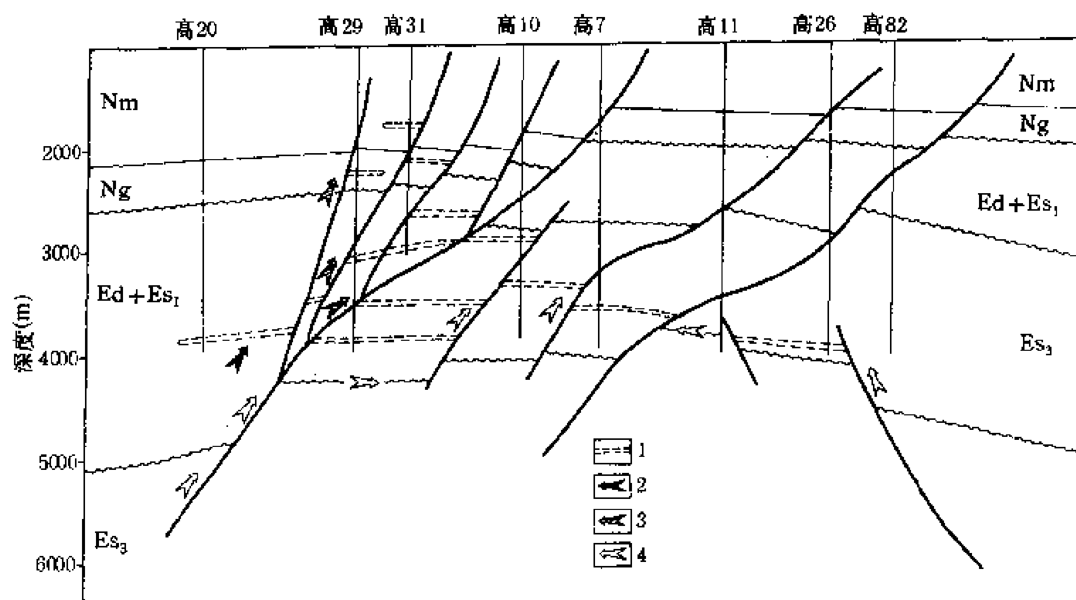



图 6-9　高尚堡构造油藏成因示意图

1. 油层；2. 东营组—沙一段生成油气运移；3. 混合油气运移；4. 沙三段生成油气运移

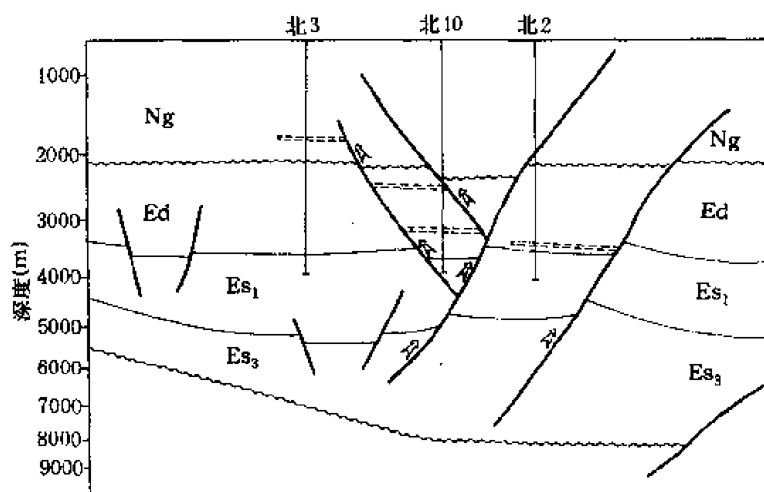



图 6-10　南堡凹陷北 3 井油藏成因示意图

（据 B85—158 地震测线）

有相当数量是该岩系的单一油源油，这显然与南坨极洼陷中该套生油岩已演化成熟，并且正处于有利生油的高峰期有关。它与高一柳断裂以北主要发现的是沙三段油源油的分布格局说明，主力生油层目前的演化状况控制着不同探区的主要目的层。

（6）在老爷庙油田和北堡油田中参加对比的 11 口井原油中，有 8 口井的原油与沙三段有关，其中又有 4 口井的原油是沙三段四至五亚段的单一油源油，这就说明了南坨极洼陷和北堡洼陷不仅是东营组的沉积洼陷，而且沙三段相当发育。尽管其目前演化状况较高了，但在地史中应曾扮演过主力生油岩的角色，目前仍可提供数量可观的凝析油或轻质油，北 3 井和北 13 井中源于沙三段的凝析油就是证明。因此，在高柳断层以南的南坨极洼陷和北堡洼陷周围的构造带应是东营组和沙三段油源油的兼探区。

(7) 由图 6-9 和 6-10 可见，高尚堡和北堡均有十分发育的油源断层，这些断层一直由沙三段早期开始断裂，并延续至上第三系明化镇时期，这些断层沟通了下第三系沙河街组和东营组，源岩所生成油气一直可以运移至馆陶组和明化镇组的有利构造和储集相带中储集，这是已被勘探证实的油源断层。图 6-10 是北 3 井馆陶组中凝析气藏形成的剖面图。该图清楚地揭示了来自深部沙三段的高成熟凝析油的运移通道及形成过程。

总之，生物标记物多因素油源对比在南堡凹陷的实践取得的良好效果表明，这是一种成功的方法，它不仅发挥了生物标记物在油源对比中的指纹作用，而且将生源环境、母源输入、演化条件及运移影响等多种因素综合分析，从而避免了单因素的多解性，进一步发展了生物标记物在油气勘探领域中的应用。

# 第七章 气源对比

## 第一节 琼东南盆地崖13-1气田的气源对比

### 一、琼东南盆地地质简况

琼东南盆地位于海南岛东南海域南海盆地的西北边缘，面积约36 553km²。该区是在下第三系加里东期变质岩和中生代岩浆岩不同性质基底上发展起来的一个以新生界为主的裂谷盆地。作为一个独立盆地，主要发育于早第三纪时期，进入晚第三纪以来，它逐渐衰亡而成为南海盆地的一个组成部分。

盆地分为北部拗陷、南部拗陷两个一级构造单元。崖南断陷位于北部拗陷西南部，是早第三纪块断运动中形成的箕状断陷。

崖13-1构造位于琼东南盆地西部。西靠一号基底断裂与莺歌海盆地相邻，东以宽缓斜坡向崖南断陷过渡，北依南海陆架和崖中突起（图7-1），崖13-1构造本身被向东南倾的正断层切割，并以台阶式下降伸向琼东南盆地。

琼东南盆地地层简况（由老到新）：

中生界基岩（Mz），岩性为花岗岩、蛇纹岩和大理岩等。

始新统—渐新统崖城组（$E_{2-3}$），含煤岩系，岩性为沙泥岩互层夹煤层，总厚240m，其中泥岩占34.4%，煤层约占10.7%。泥岩中有机碳含量0.34—3.3%，氯仿沥青A含量0.1268—0.1908%，生油潜量0.34—4.95kg/t，母质类型Ⅰ—Ⅱ型。

渐新统陵水组（$E_3$），厚度140—250m，为滨浅海—河流三角洲相沉积，上部（陵二段）为泥岩夹少量砂岩，砂岩储气。下部陵三段为浅灰色砂岩夹薄层泥岩、砂岩以细砂为主，局部出现砂砾岩，是主要储气层。

中新统三亚组（$N_1^1$），厚79m，为浅海相超覆沉积。岩性为浅灰色砂岩与粉砂质泥岩互层，下部变粗，是本区储气层之一，与陵水组呈不整合接触。

中新统梅山组（$N_1^2$），厚约350m，浅海相沉积，全区稳定分布。岩性为灰质粉砂岩、钙质泥岩、泥质粉砂岩、泥灰岩互层，局部为灰岩和砂质灰岩，常见白垩质。此套地层为崖13-1气田主要盖层。

中新统黄流组（$N_1^3$），浅海相沉积，主要为粘土岩及砂质粘土岩，局部粉砂岩和泥质粉砂岩，其上部与莺歌海组呈剥蚀不整合接触。该层仅在崖13-1-4井有少量存在。

上新统莺歌海组（$N_2$），厚度417.5—1 570.5m，为浅海—滨浅海相沉积，以粘土岩、粉砂质粘土岩为主，夹少量粉砂岩、泥质粉砂岩和深黑色页岩，偶见煤线。

第四系（Q），厚度800—2 200m，全区广泛分布，以浅海相为主，主要岩性为粘土、粘土岩及砂质粘土岩，夹薄层砂、砾层，局部见煤线，成岩作用较差。

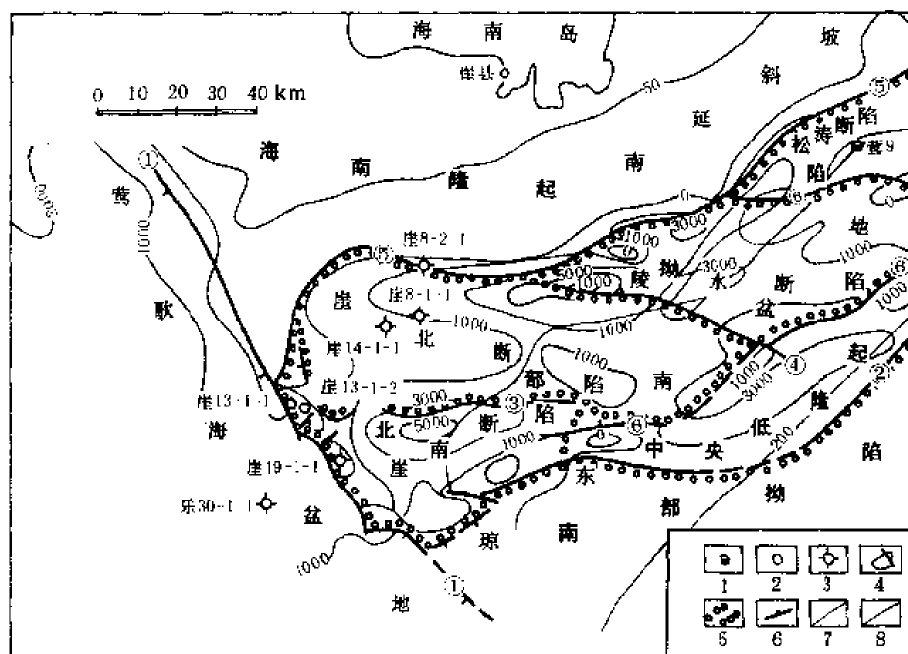


图 7-1 琼东南盆地构造区划图

1. 油井；2 气井；3. 完钻井；4. 气田；5. 构造单元界线；6. 断层；7. E 等厚线；8. 水源线

## 二、崖 13-1 气田第三系分散有机质的有机地球化学特征

崖 13-1 构造崖 13-1-1 和崖 13-1-2 两口井的源岩有机地球化学分析资料表明（见表 7-1），靠近 1 号断裂的崖 13-1-1 井系统剖面中，崖城组及陵水组有机质丰度较低，有机碳仅 0.48—0.54%，生烃潜量仅 0.24—0.28kg/t，基本上接近非生油岩，靠近断陷深部的崖 13-1-2 井，陵水组下部有机碳含量高达 1.85%，生烃潜量 3.27kg/t。已达中等生油岩标准．值得提出的是崖 13-1-2 井崖城组煤系中的碳质泥岩，其有机碳高达 7.03—19.06%，生烃潜量高达 24.42—49.32kg/t。根据干酪根镜下鉴定、干酪根元素资料等判断，上、下第三系均为腐殖型母质。综合地化资料研究表明，当埋藏深度为 3 200m 时，镜质组反射率方达到 0.6%，本区地温梯度约 4.09℃/100m，则成油门限深度时对应地层温度已达 151.3℃。在我国第三系中，特别是与中国东部第三系成油门限温度相比较，该区可能高出 30—50℃。这可能与该区成烃母质类型以腐殖型为主有关。由于本区的高地温梯度（4.09℃/100m）和高地温场，再结合煤系地层陆生高等植物为主的成烃母质，导致了本区以产天然气为主的成烃特点。

表 7-1　崖 13-1 构造第三系沉积岩有机质丰度统计表（据陈伟煌资料）

| 组段 | | 有机碳 | | | | 氯仿 A | | | | $S_1+S_2$ | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 崖 13-1-1 | | 崖 13-1-2 | | 崖 13-1-1 | | 崖 13-1-2 | | 崖 13-1-1 | | 崖 13-1-2 | |
| | | 含量（%） | 样品数 | 含量（%） | 样品数 | 含量（ppm） | 样品数 | 含量（ppm） | 样品数 | 含量（kg/t 岩石） | 样品数 | 含量（kg/t 岩石） | 样品数 |
| 莺歌海组 | | 0.38 | 62 | 0.49 | 35 | 200 | 8 | | | 0.26 | 45 | 0.44 | 35 |
| 梅山组 | 一 | 0.28 | 3 | 0.30 | 6 | 429 | 1 | | | 0.41 | 1 | 0.18 | 6 |
| | 二 | 0.28 | 9 | | | 399 | 1 | | | 0.19 | 3 | | |
| 陵水组 | 一 | | | 0.34 | 10 | | | | | | | 0.10 | 10 |
| | 二 | 0.48 | 5 | 1.85 | 4 | 432 | 1 | | | 0.28 | 3 | 3.27 | 4 |
| 崖城组 | 一 | 0.34 | 1 | 3.30 | 6 | 1262 | | 1 908 | 1 | | | 4.95 | 6 |
| | 二 | 0.53 | 2 | 2.78 | 2 | | | | | 0.24 | 2 | 3.23 | 2 |

## 三、崖 13-1 气田凝析油及天然气地球化学特征

### 1. 天然气的气体组成及甲烷碳同位素

根据崖 13-1-1 井及崖 13-1-2 井陵二段天然气的气体组成（表 7-2），甲烷含量一般小于 85%，$C_2$ 以上重烃一般大于 5%，$CO_2$ 含量 8—10%，天然气比重在 0.6789—0.6970，甲烷碳同位素（$\delta^{13}C_1$）−36.86—−34.74%（PDB）。

表 7-2　崖 13-1 气田天然气气体组成及甲烷碳同位素资料

| 井号 | 层位 | 序号 | 井段（m） | 厚度（m） | 天然气气体组成（%） | | | | | | | | | 天然气比重 | $\delta^{13}C_1$（‰，PDB） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | 甲烷 | 乙烷 | 丙烷 | 异丁烷 | 正丁烷 | 异戊烷 | 正戊烷 | $N_2$ | $CO_2$ | | |
| 崖 13-1-1 | 陵二段 | DST2 | 3 658.6—3 701.9 | 17.1 | 84.18 | 1.33 | 1.12 | 0.31 | 0.33 | 0.16 | 0.11 | 1.04 | 10.79 | 0.6922 | −35.5 |
| | | DST3 | 3 573.8—3 586.3 | 12.5 | 85.03 | 1.27 | 1.33 | 0.40 | 0.40 | 0.20 | 0.14 | 0.72 | 9.60 | 0.6830 | −35.7 |
| 崖 13-1-2 | 陵二段 | DST3A | 3 888.6—3 907.5 | 9.1 | 84.35 | 1.28 | 0.28 | 0.05 | 0.06 | 0.02 | 0.02 | 0.82 | 13.01 | 0.6970 | −35.1 |
| | | DST4 | 3 771.6—3 849.6 | 18.3 | 88.52 | 0.35 | 0.39 | 0.08 | 0.09 | 0.03 | 0.02 | 0.30 | 10.10 | 0.6600 | −34.74 |
| | | DST5 | 3 708.8—3 725.6 | 9.1 | 88.95 | 2.01 | 0.55 | 0.13 | 0.13 | 0.06 | 0.04 | | 8.00 | 0.6530 | −36.86 |

## 2. 崖 13-1 气田凝析油组成特征

根据崖 13-1-1、崖 13-1-2、崖 13-1-3 和崖 13-1-4 等 4 口井有关井段凝析油的分析资料，这些油的比重一般为 0.7966—0.8585（见表 7-3），凝固点 7—34℃，含硫 0.01—0.05%，沥青质 0.10—0.94%，胶质 0.08—1.01%，含蜡 3.01—12.88%，粘度 1.00—2.64mm²/s，闪点 0℃以下到 69℃，初馏点 68—97℃。

据美国 ARCO 公司及中国石油天然气总公司对崖 13-1-1 与崖 13-1-4 两口井取样进行的 P.V.T 相态分析，用配样进行试验，结果作出了相应于气层温度条件下的气藏流体偏差因子与压力关系曲线及减压时的反凝析液体体积与压力关系曲线。上述两口井作试验时的温度和试验时的气层压力与实测值基本一致。从两口井四个气层试验结果来看，各层在等温降压过程中均有反凝析液体出现，只是反凝析液的液量与压力各有不同。由此可以证明，崖 13-1 气田各井所产的油为凝析油已属实无疑。

**表 7-3 崖 13-1 气田陵三段油分析数据表**（据黄同珍资料）

| 井号 | | | 崖 13-1-1 | | 崖 13-1-1 | | 崖 13-1-1 | | | | 崖 13-1-1 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 测试层 | | | DST2 | DST3 | DST3A | DST5 | DST2A | DST3 | DST2A | DST3 | DST5 |
| 分析内容 | | 比重 | 0.8530 | 0.8585 | 0.8460 | 0.8492 | 0.8182 | 0.8508 | 0.8175 | 0.8502 | 0.7966 |
| 分析内容 | | 凝固点（℃） | 26 | 24 | 34 | 20 | 7 | 19 | 9.8 | 19.6 | 8 |
| 分析内容 | | 含硫量（%） | 0.05 | 0.06 | 0.052 | 0.036 | 0.01 | 0.01 | 0.029 | 0.042 | 0.008 |
| 分析内容 | | 沥青质（%） | 0.49 | 0.08 | 0.10 | 0.12 | 0.34 | 0.22 | | | 0.44 |
| 分析内容 | | 胶质（%） | 0.25 | 0.37 | 0.87 | 0.28 | 0.36 | 0.08 | | 1.01 | 0.16 |
| 分析内容 | | 含蜡（%） | 12.88 | 10.68 | 21.07 | 6.98 | 2.98 | 4.73 | | 9.03 | 3.01 |
| 分析内容 | | 运动粘度（mm²/s） | 2.64 | 2.01 | | | 1.00 | 1.83 | 1.07 | 1.87 | 0.94 |
| 分析内容 | | 闪点（℃） | | | 69 | 21 | <0 | 24 | 11 | 28 | <6 |
| 分析内容 | | 初馏点℃ | 76 | 97 | | | 75 | 98 | 68.1 | 72.1 | 68 |
| 分析内容 | 馏出量（%） | 100℃ | 0.5 | | | | 6.2 | 18 | 18.5 | 1.0 | 13.4 |
| 分析内容 | 馏出量（%） | 160℃ | 11.0 | 11.9 | | | 44.9 | 13 | 47.0 | 14.5 | 45.9 |
| 分析内容 | 馏出量（%） | 200℃ | 18.5 | 21.4 | | | 52.5 | 23.6 | 56.0 | 24.6 | 55 |
| 分析内容 | 馏出量（%） | 222℃ | 23.8 | 27.8 | | | 57.5 | 29.4 | 60.0 | 32.0 | 59 |
| 分析内容 | 馏出量（%） | 240℃ | 30.8 | 36.2 | | | 62.0 | 37.5 | 66.0 | 41.0 | 63.5 |
| 分析内容 | 馏出量（%） | 260℃ | 40.5 | 46.4 | | | 67.8 | 46.9 | 74.0 | 52.0 | 69 |
| 分析内容 | 馏出量（%） | 300℃ | 58.0 | 65.0 | | | 79.8 | 66.9 | 81.7 | 69.0 | 81.0 |
| 分析内容 | 馏出量（%） | 340℃ | | | | | | | 87.9 | 80.0 | |
| 分析内容 | 馏出量（%） | 360℃ | | | | | | | 90.0 | 84.8 | |
| 分析内容 | | 总馏出量（%） | | | | | 80.2 | 67.9 | | | 81.6 |

根据崖 13-1 气田五个凝析油样的高效液相色谱及气相色谱资料（表 7-4），凝析油中饱和烃含量 50.70—58.02%，芳烃 41.82—49.08%，胶质 0.14—0.20%，全部样品不含沥青质。芳烃组成中以单环及双环芳烃为主，三环以上的芳烃仅占 1.42—3.20%。值得

提出的是，五个凝析油的饱和烃气相色谱资料表现出明显的姥鲛烷优势，姥植比为 6—10.56。根据我国陆相沉积盆地中各类源岩抽提物及原油饱和烃色谱资料统计，凡处于强还原或还原环境条件沉积的生油母岩，源岩抽提物及其有成因联系的原油一般具植烷优势或姥 、植均势（姥/植值<1）。在煤系地层中的碳质泥岩和煤及其有成因联系的原油一般均为姥鲛烷优势，姥/植值>2.7。如我国鄂尔多斯盆地石炭一二叠系的源岩及原油、四川盆地上三叠统须家河组及香溪群的源 岩及其所产生的凝析油、渤海湾盆地冀中拗陷苏桥文安斜坡石炭一二叠系的源岩及有关原油一般呈现姥鲛烷优势，姥/植值>2.7。“六五”期间，戴金星等对云南柯渡和沈北蒲河第三系褐煤、宁夏石沟驿侏罗系褐煤、山西偏关石炭系等煤样进行了热压模拟实验，12 个样品热解油的分析结果表明，姥/植值在 3.55—11.6 之间，平均为 6.06，与自然产出的煤成油一样具有明显的姥鲛烷优势。这些资料表明，崖 13-1 气田的油气来源可能与下第三系崖城组煤系地层有关。

**表 7-4 崖 13-1 气田凝析油组成分析及资料对比**

| 样号 | 井号 | 深度 (m) | 层位 | 比重 | 姥/植 | 烃类组成（%） | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | 饱和烃 | 芳烃 | | | | 非烃 | 沥青质 |
| | | | | | | | 单环 | 双环 | 三环 | 总芳烃 | | |
| 南海-1 | 崖 13-1-1 | 3658—3701 | E | 0.8530 | 7.93 | 50.70 | 20.96 | 25.35 | 2.77 | 49.08 | 0.2 | 0 |
| 南海-2 | 崖 13-1-2 | 3708—3725 | E | 0.8492 | 10.56 | 51.91 | 23.07 | 21.68 | 3.20 | 47.95 | 0.14 | 0 |
| 南海-3 | 崖 13-1-4 | 3898—3921 | E | 0.8195 | 6.0 | 58.02 | 28.32 | 12.08 | 1.42 | 41.82 | 0.15 | 0 |
| 南海-4 | 崖 13-1* | | E | | 6.0 | 51.18 | 23.65 | 22.70 | 2.27 | 48.62 | 0.20 | 0 |
| 南海-5 | 崖 13-1* | | E | | 9.23 | 55.45 | 21.80 | 21.18 | 1.37 | 44.35 | 0.17 | 0 |
| 冀析-1 | 苏 402 | | C-P | | 1.61 | 67.79 | 21.36 | 9.86 | 1.01 | 32.23 | 0 | 0 |
| 冀析-2 | 晋古 2 | | O | | 0.85 | 82.50 | 10.65 | 4.12 | 2.29 | 17.06 | 0.62 | 0.32 |
| 冀析-3 | 晋古 1 | | O | | 1.52 | 77.84 | 10.83 | 8.12 | 2.92 | 21.87 | 0.18 | 0.11 |

* 崖 13-1 气田凝析油。

为了对比研究，笔者收集和统计了印度尼西亚有关第三纪煤系含油气盆地原油的姥鲛烷与植烷的比值资料（表 7-5）。

由表 7-5 可见，印度尼西亚有关含煤盆地源岩及原油中几无例外地呈现极其明显的姥鲛烷优势，姥/植值高达 3—18，而中国南海陆架琼东南盆地崖 13-1 气田其凝析油姥鲛烷与植烷之比值亦高达 6—10。由此推测崖 13-1 气田之主要源岩应是渐新统崖城组煤系地层。

关于植烷及姥鲛烷的来源，前人已做了许多研究。有人认为叶绿素的植醇侧链可以作为植烷和较短链类异戊间二烯化合物的母质（Bendoraitis et al.，1962），并进一步阐述了植烷、姥鲛烷来源于植醇的观点，提出了成岩作用时，植醇的可能演化途径，即在还原和强还原条件下，植醇脱水生成植二烯，加氢还原成植烷；植醇也可以氧化成植酸，脱羧后生成姥鲛烷；植烷和姥鲛烷进一步降解则形成 $C_{18}$和 $C_{16}$规则的类异戊间二烯烃。由于产生 $C_{17}$规则类异戊间二烯烃需断裂两个 C—C 键，比较困难，所以一般在原油和沉积岩有机抽提物中很少发现。由此看来，规则类异戊间二烯烃、尤其是植烷和姥鲛烷的组

成分布对于沉积环境具有一定的指相意义。国内外大量的地质及地球化学资料表明，在强还原沉积环境条件下生成的原油及源岩抽提物中，规则类异戊类间二烯烃的分布一般表现为极其明显的植烷优势，如盐湖相沉积。而在弱还原及弱氧化的沼泽环境中，植醇经氧化脱羧作用则生成姥鲛烷。这一反应在煤系源岩中最为典型，故煤及煤系抽提物和“煤成油”一般以姥鲛烷优势为特征，姥/植值一般大于 2.7，最大可达 18（印度尼西亚库太盆地）。澳大利亚吉普斯兰盆地煤成油的姥/植值也较大，一般为 4.7—8.81。

总之，根据植烷、姥鲛烷形成的环境条件以及国内外煤系地层具明显的姥鲛烷优势的事实，进一步证明崖 13-1 气田的源岩应是本区渐新统崖城组煤及煤系地层。

**表 7-5　印度尼西亚含油气盆地地球化学资料**（据罗伯逊公司资料）

| 盆地名称 | 源岩简况 | 井号 | 深度（m） | 异戊间二烯链烷烃比值 | | | $\delta^{13}C$（‰，PDB） | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | 姥鲛烷/$n\text{-}C_{17}$ | 植烷/$n\text{-}C_{18}$ | 姥鲛烷/植烷 | 烷烃 | 芳烃 |
| 南苏门答腊盆地 | 中新统薄煤层与碳质页岩间互，陆相沉积 | Benakat-16<br>Benakat-244<br>Litin Barat-1<br>Tanjung Miring<br>Timir-7 | 457<br>1 005.8<br>825<br>1 085—1 087.5 | 0.52<br>0.70<br>1.00<br>2.40 | 0.13<br>0.23<br>0.17<br>0.25 | 3.2<br>6.1<br>8.8 | −26.5<br>−26.8<br>−28.5<br>−29.7 | −27.3<br>−28.2<br>−26.4<br>−26.9 |
| 巽他盆地 | 渐新统—中新统碳质泥岩，泥岩夹煤层 | Janti-1<br>Banuwati-2 | 原油<br>6 290—6 330 | 0.37<br>7.90 | 0.10<br>0.51 | 3.6 | −21.7<br>−30.0 | 20.7<br>27.5 |
| 西北爪哇盆地 | 渐新统—下中新统煤系地层，煤是好—很好生油岩，伴生页岩为气源岩 | Cemara Selatan-2<br>Cemara | 原油<br>2 276—2 284<br>生油岩 | 2.2<br>4.7 | 0.22<br>0.61 | 8.8<br>8.8 | −29.0<br>−28.7 | −26.9<br>−27.2 |
| 东北爪哇盆地 | 始新统—渐新统，煤层和所夹页岩是中等到好生油岩 | JS19W-1<br>Kujung | 原油<br>940—950<br>生油岩 | 0.71<br>0.86 | 0.14<br>0.17 | 6.6<br>4.7 | −27.4<br>−27.6 | −25.1<br>−26.7 |
| 库太盆地 | 中中新统—中上新统煤系地层 | Badak-28<br>Kerendan-1 | 原油<br>1 542.3—1 560.6<br>生油岩 | 3.50<br>9.70 | 0.63<br>0.38 | 5.9<br>18.0 | −28.8<br>−30.0 | −27.6<br>−27.7 |
| 打拉根盆地 | 中中新统—上新统煤层为原油及凝析油的主要源岩 | Sesayap A-1 | 932.7—951.0<br>生油岩 | 13.00 | 0.83 | 7.8 | — | |
| 西纳土纳盆地 | 渐新统—中中新统煤层是主要源岩层 | Anoa-1<br>Bawal-1<br>Sepat-1 | 原油<br>1 533.1 生油岩<br>966.2 生油岩 | 0.16<br>4.10<br>9.30 | 0.05<br>0.54<br>0.69 | 4.3<br>9.7<br>11.0 | −28.2<br>−29.6<br>−28.7 | −27.0<br>−28.4<br>−28.0 |
| 东纳土纳盆地 | 渐新统—下中新统，阿伦层的薄煤层及布加斯层页岩为主要源岩 | Bursa-1x | 1 524<br>生油岩 | 2.40 | 0.38 | 2.8 | | |

### 3. 崖 13-1 气田凝析油及天然气中轻烃组成特征

前已述及，崖 13-1 气田凝析油中芳烃含量 41.82—49.08%，且以单环及双环芳烃为主，本区凝析油及天然气 $C_6$ 烃的结构组成分析表明，无论是天然气还是凝析油，苯含量都在 45.00—61.62%之间。上述现象和煤系烃源岩可溶有机质的烃类组成中富含芳烃的

（表 7-6 ）特点是基本一致的。

**表 7-6　崖 13-1 气田凝析油及天然气 $C_6$ 烃结构组成分析资料（据陈伟煌资料）**

| 井号 | | 崖 13-1-1 井（陵水组） | | | | 崖 13-1-2 井（陵水组） | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 井深及样号 | | 3 658.6—3 701.9m DST2 | | 3 573.8—3 586.6m DST3 | | 3 708.8—3 725.6m DST5 | | 3 880.6—3 907.5m DST3A | | 3 771.6—3 849.6m DST4 |
| $C_6$ 烃组成（%） | 样品 | 气 | 油 | 气 | 油 | 气 | 油 | 气 | 油 | 气 |
| | 正构烷 | 10.30 | 8.07 | 9.49 | 9.34 | 8.40 | 8.34 | 12.36 | 8.13 | 11.00 |
| | 异构烷 | 18.61 | 14.58 | 18.22 | 18.03 | 16.79 | 13.83 | 12.36 | 12.72 | 22.00 |
| | 环烷 | 19.80 | 16.92 | 20.33 | 17.28 | 25.19 | 19.12 | 24.72 | 17.53 | 22.00 |
| | 苯 | 51.29 | 60.42 | 51.96 | 55.33 | 49.62 | 58.11 | 50.56 | 61.62 | 45.00 |

本区凝析油中富含芳烃的特点还可以从其 $C_7$ 轻烃单体组成中得到证实。$C_7$ 中甲苯含量也高达 44.27—50.57%。本书利用凝析油 $C_6$—$C_7$ 的单体的不同结构将其分为芳香烃、环烷烃和正构、异构链烷烃三个组分，将不同地区凝析油的组分组成绘于三角图中

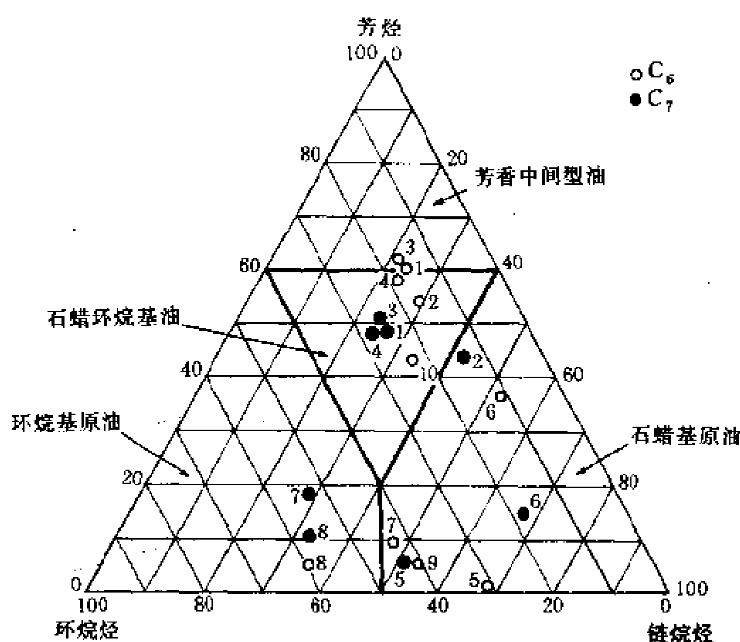



图 7-2　凝析油中 $C_5$—$C_7$ 烃类组成三角图

1. 崖 13-1-1；2. 崖 13-1-3；3. 崖 13-1-2；4. 崖 13-1-4；5. 鸳九井；6. 东濮文 31 井；7. 四川角 30 井；8. 川中 35 井；9. 泌阳双观 17 井；10. 东濮文 23 井

（图 7-2），无论是利用 $C_6$ 的单体烃组成还是 $C_7$ 的单体烃组成均能获得一致的结果，即本区凝析油基本上属于石蜡环烷基油，而崖 13-1-2 井的原油已属于芳香中间型油。四川角 30 井及川中 35 井原油则属于环烷基油，东濮文 31 井及泌阳双观 17 井则显然属于石蜡基油。这一分类结果同样表明崖 13-1 气田的可能源岩应属煤系烃源岩。因为目前已发现的芳香基原油主要与煤系地层有关，或者有的就直接来自煤层。

4. **生物标志物特征**

为了查明崖13-1气田油气来源，本书分别对该区已产出的五个凝析油样品和崖13-1-2井崖城组暗色泥岩抽提物进行了生物标志物研究，结果表明：

(1)琼东南盆地下第三系崖城组煤系地层可溶有机组分及崖13-1气田凝析油中都发现了一系列双杜松烷型的$C_{30}$树脂化合物(图7-3)，为论证琼东南盆地下第三系崖城组煤

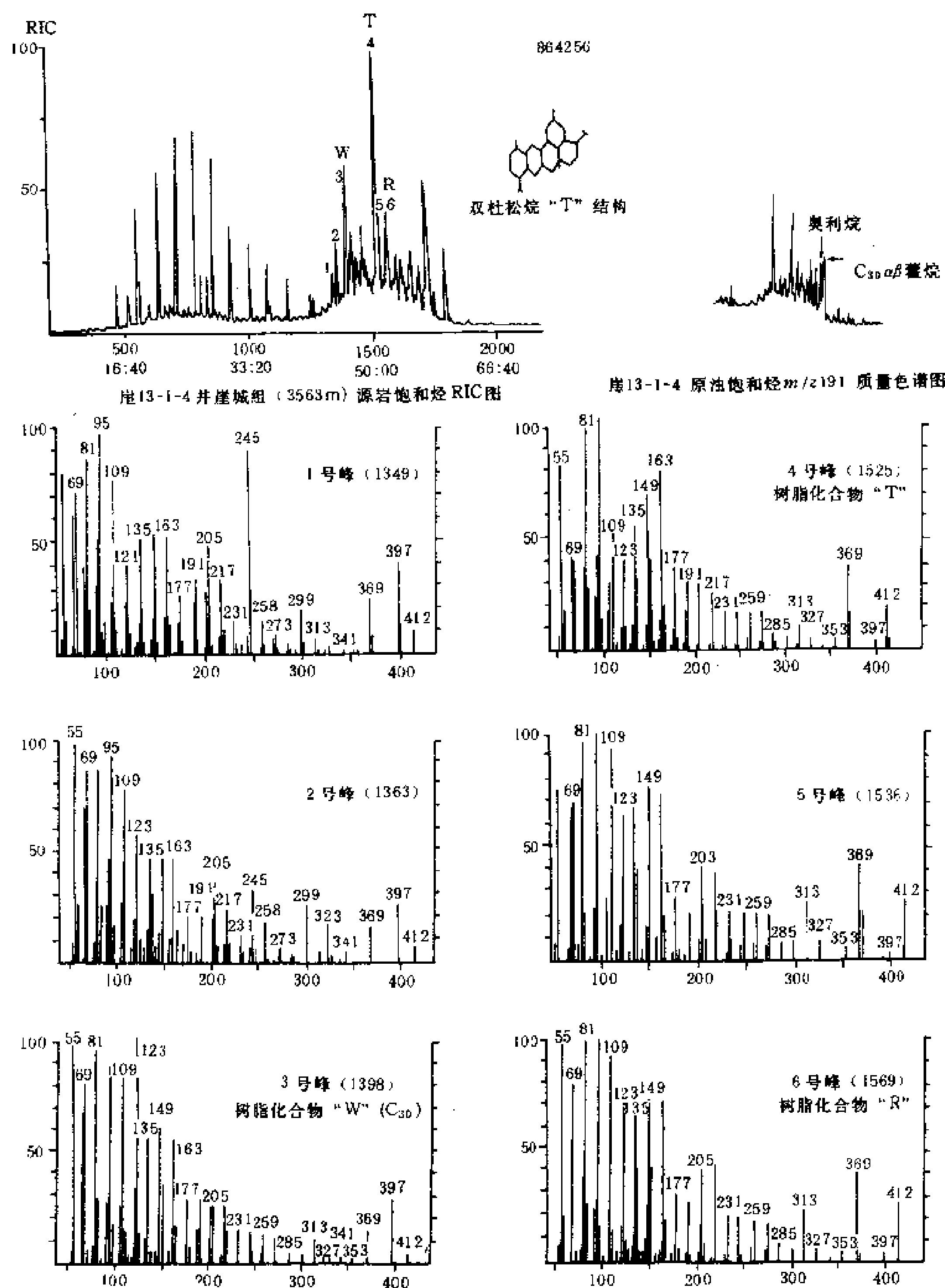



图7-3 琼东南盆地下第三系崖城组油-岩对比图

系地层可能是崖 13-1 气田的主要源岩提供了又一重要证据。

Grantham 等（1983）也曾报道南中国海、印尼和伊朗的一些原油中，均检出了这种 $C_{30}$双杜松烷型树脂化合物。同时，还用南中国海煤系地层中被子植物树脂体“化石树脂”进行热模拟实验，其液态产物中也检出了这类 $C_{30}$树脂化合物，从而提出南中国海煤系地层中的油主要来自树脂体的认识。

前已叙及，根据罗伯逊公司在南中国海（印尼）所作的地球化学研究工作表明，该区始新统一中新统煤系地层与我国南海陆架具有相似的沉积环境条件，因此，在崖 13-1 气田渐新统崖城组煤系泥岩可溶有机物及凝析油中检出 $C_{30}$树脂化合物（双杜松烷型）也在情理之中。

(2) 琼东南盆地下第三系崖城组煤系泥岩可溶组分及崖 13-1 气田凝析油中均检出十分丰富的倍半萜烷。

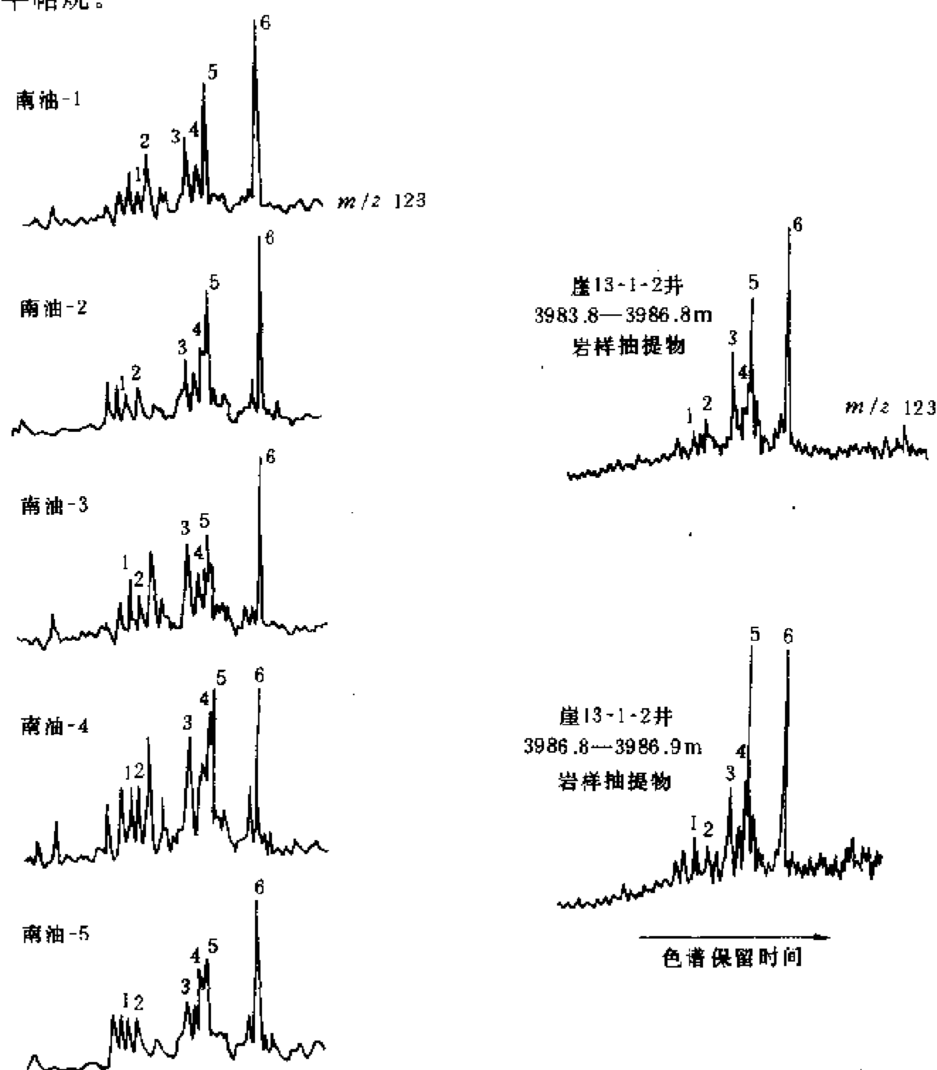



图 7-4 琼东南盆地二环倍半萜油-岩对比图

由图 7-4 可见，崖 13-1-2 井崖城组煤系泥岩中倍半萜烷的分布与崖 13-1 气田的凝析油基本相似，尤其与崖 13-1-1 及崖 13-1-2 井的凝析油几乎完全一致。二者均呈现出 8β (H) -补身烷为主的分布特点。

综上所述，琼东南盆地第三系的基本地质、地球化学条件以及沉积岩有机质特征证明崖城组煤系地层及陵水组下部具有较好的生烃潜力；崖13-1气田天然气碳同位素较富$^{13}C$，其$\delta^{13}C$值一般在−36——34‰（PDB），显示高等植物的母源特征；凝析油的轻烃单体呈现出富含芳烃的特点，凝析油族组成中芳烃高达41—61%，同样揭示其母源与陆源高等植物密切相关的特点；类异戊间二烯烃的“两高一低”（姥鲛烷/$nC_{17}$高、姥/植高，植烷/$nC_{18}$低）特点与南中国海印度尼西亚有关煤系泥岩生油盆地及澳大利亚吉普斯兰盆地的煤成油特点完全一致；崖城组煤系泥岩可溶组分及崖13-1气田凝析油中均检出双杜松烷（树脂化合物）及丰富的二环倍半萜。这些事实进一步揭示了琼东南盆地崖城组应是崖13-1气田的主要源岩（图7-5）。

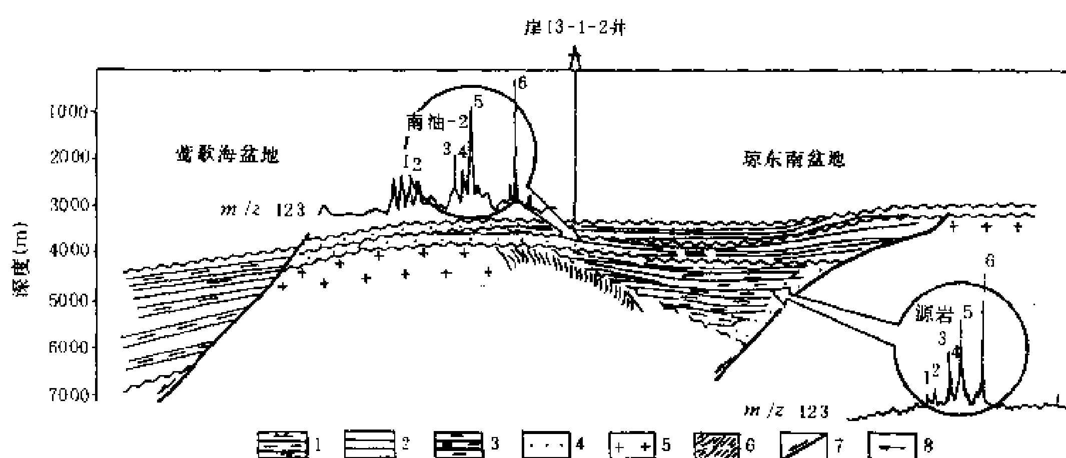



图7-5　崖13-1气藏剖面及其成油条件示意图

1. 泥岩；2. 砂岩；3. 泥岩夹煤层；4. 砂砾岩；5. 花岗岩；6. 变质岩；7. 断层；8. 油气运移方向

## 第二节　储层沥青在气源对比中的应用

储层沥青是油气在储集层中的残留物，因此，对储层沥青的研究，可以追溯油气源岩。王庭栋等曾运用储层沥青的地化分析研究，证明了川中地区天然气的多源性。

川中地区八角场大安寨组凝析气藏，传统观点认为是自生自储的气顶型气藏，源岩为大一三的湖相页岩，储层为大一、大三的湖相介壳灰岩。从两个产层的油气性质看，其差别颇大，一般来说，各井的大一层天然气中重烃含量高（$C_{2^+}$>10%），凝析油含量也较高，约160g/m$^3$；而大三产层的天然气重烃含量低（$C_{2^+}$<8%），凝析油含量较低，约70g/m$^3$，且具有油环。而同一大一产层的个别井，如靠近断层的角6井，凝析油的含量远低于其它同一层位的井，这说明该组天然气不完全是自生自储的。

### 一、二环倍半萜的分布特征

原油、储层沥青及源岩中均含有较丰富的二环倍半萜，如图7-6所示。表7-7是它们的二环倍半萜的相对含量。与香溪群源岩相比较，大安寨组源岩的8β(H)-升补身烷较贫乏，而相对富含4,4,8,8,9-五甲基萘烷，4,4,8,9,9-五甲基萘烷及8β(H)-补身烷。

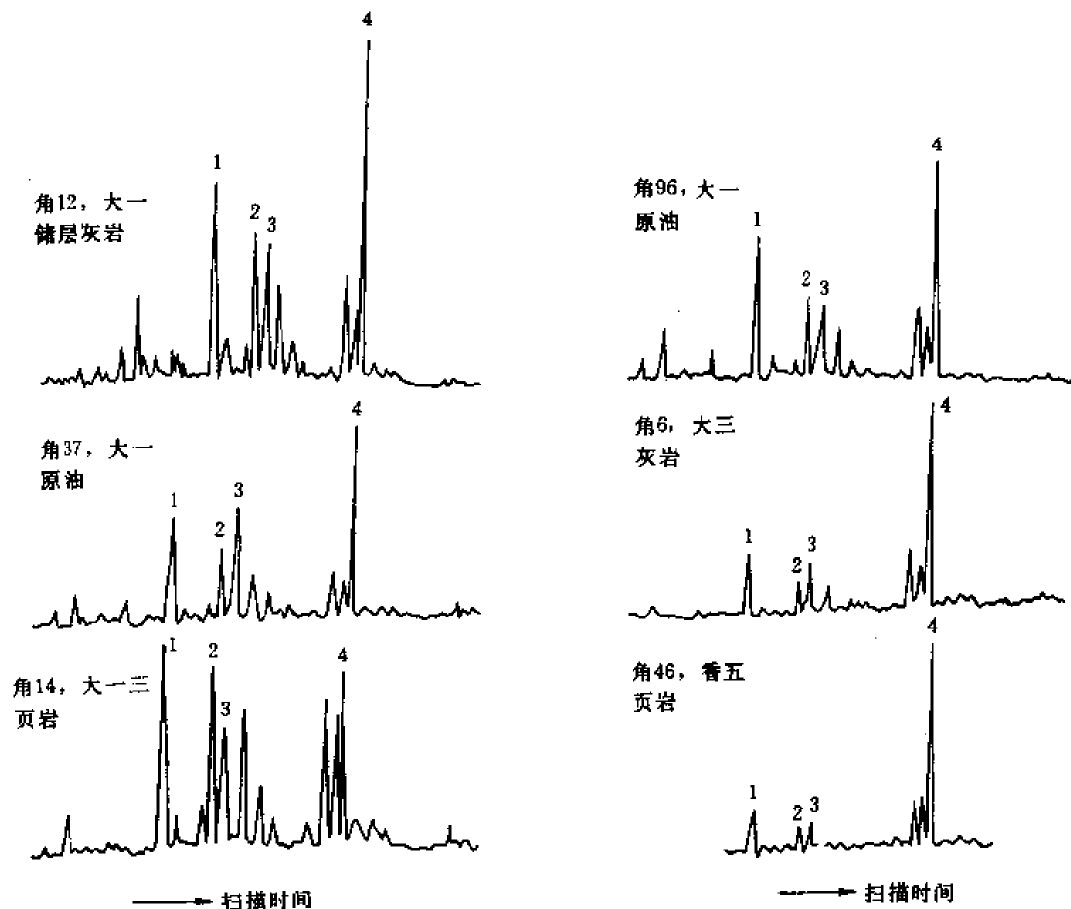



图 7-6　八角场地区源岩储层沥青、原油的倍半萜分布图

1. 4,4,8,8,9-五甲基萘烷；2. 4,4,8,9,9-五甲基萘烷；3. 8β(H)-补身烷；4. 8β(H)-升补身烷

表 7-7　八角场地区源岩、储层沥青及原油中二环倍半萜相对含量

| 井号 | 层位 | 样品 | 8(β)-升补身烷<br>4,4,8,8,9-五甲基萘烷 | 8β(H)-升补身烷<br>8β(H)-补身烷 | 8β(H)-补身烷<br>4,4,8,9,9-五甲基萘烷 |
|---|---|---|---|---|---|
| 角 12 | 大一 | 灰岩（储层） | 1.48 | 1.36 | 1.68 |
| 角 37 | 大一 | 原油 | 1.12 | 1.28 | 1.05 |
| 角 14 | 大一三 | 页岩（源岩） | 0.79 | 1.18 | 0.91 |
| 角 96 | 大一 | 原油 | 1.19 | 1.29 | 1.18 |
| 角 6 | 大三 | 灰岩（储层） | 2.60 | 2.89 | 2.25 |
| 角 46 | 香五 | 页岩（源岩） | 2.91 | 3.40 | 2.67 |

## 二、五环三萜的分布特征

图 7-7 及表 7-8 分别是原油、储层沥青 A 及源岩的五环三萜的质量色谱图及几个特征化合物的相对含量参数。香溪群源岩相对于大安寨组源岩富含降藿烷及 γ-蜡烷。而大安寨组源岩则相对富含 γ-羽扇烷及未知化合物。

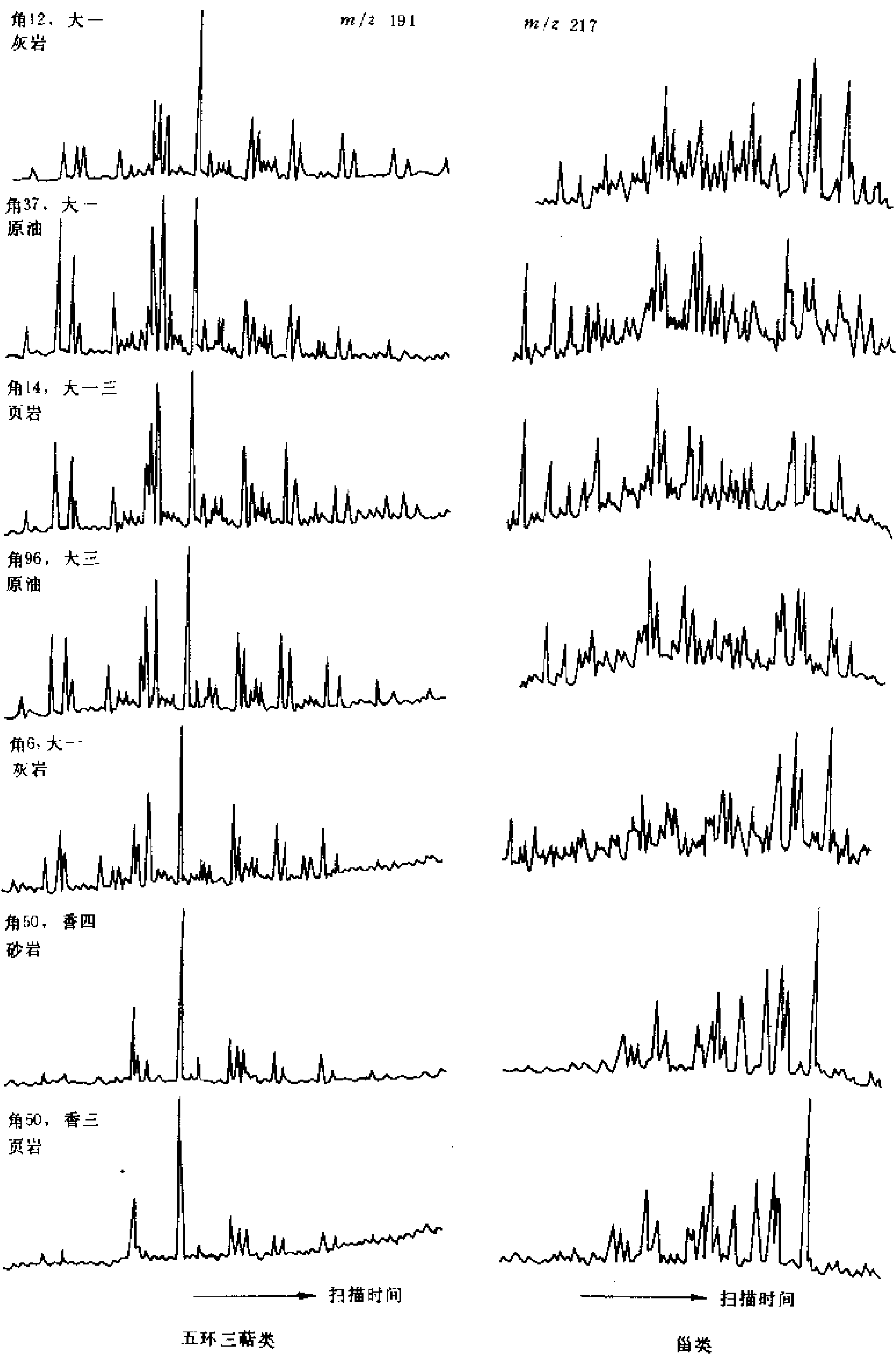



图 7-7　八角场地区源岩、储层沥青及原油的五环三萜及甾烷分布图
（据王廷栋资料）

表 7-8　八角场地区源岩、储层沥青及原油中五环三萜化合物的特征参数

| 井号 | 层位 | 样品 | Tm/Ts | 降藿烷/1号未知峰 | 伽马蜡烷/升藿烷 |
|---|---|---|---|---|---|
| 角 12 | 大一 | 灰岩（储层） | 0.83 | 0.95 | 0.24 |
| 角 37 | 大一 | 原油 | 0.33 | 0.54 | 0.17 |
| 角 14 | 大一三 | 页岩（源岩） | 0.24 | 0.40 | 0.14 |
| 角 96 | 大三 | 原油 | 0.34 | 0.53 | 0.15 |
| 角 6 | 大三 | 灰岩（储层） | 1.02 | 1.30 | 0.37 |
| 角 50 | 香四 | 砂岩（储层） | 0.85 | 2.67 | 0.62 |
| 角 50 | 香三 | 页岩（源岩） | 1.17 | 3.32 | 0.57 |

## 三、甾烷的分布特征

无论大安寨组源岩，还是香溪群源岩，其甾烷分布均是$C_{29}$甾烷占优势，说明它们均以陆生高等植物输入为主，但相对来说，香溪群煤系页岩更富含$C_{29}$甾烷，而大安寨组湖相页岩则相对富含$C_{27}$甾烷，这是与其沉积环境密切相关的（图 7-7，表 7-9）。

表 7-9　八角场地区源岩、储层沥青及原油中甾烷的分布

| 井　号 | 层　位 | 样　品 | 甾烷百分含量（%） | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | $C_{27}$ | $C_{28}$ | $C_{29}$ |
| 角 12 | 大一 | 灰岩（储层） | 23 | 23 | 54 |
| 角 37 | 大一 | 原油 | 30 | 18 | 52 |
| 角 14 | 大一三 | 页岩（源岩） | 33 | 23 | 44 |
| 角 96 | 大三 | 原油 | 28 | 20 | 52 |
| 角 6 | 大三 | 灰岩（储层） | 17 | 27 | 56 |
| 角 50 | 香四 | 砂岩（储层） | 16 | 29 | 55 |
| 角 50 | 香三 | 页岩（源岩） | 18 | 29 | 53 |

从图 7-6、7-7 及表 7-7、7-8、7-9 可以看出，靠近断层的角 6 井大三灰岩储层沥青的二环倍半萜、五环三萜及甾烷的分布情况与香溪群源岩的极其接近，气顶部分的大一储层沥青（以角 12 井为代表）次之，再者是大三的原油，其生物标志物的分布介于香溪群页岩与大安寨组页岩之间，而向斜中的大一原油的生物标志物分布则基本与大安寨页岩相近。这说明八角场地区大安寨组的天然气是混源的，其中一部分是自生的，而另一部分则是香溪群煤系地层的油气通过断层破碎带垂向运移上来的。靠近断层的角 6 井受香溪群油气的侵入最严重，因而其储层沥青生物标志物的分布与香溪群页岩很相似；离断层越远，受香溪群油气侵入的影响也越小，其地化特征也随之明显地表现出来。

从天然气组分分析来看，靠近断层的角 6 井及气顶部分的大三产层的天然气，其干燥系数及丁烷异构体分布情况均与香溪群产层的煤成气接近（表 7-10）。表 7-11 是八角场地区香溪群及大安寨组不同裂缝系统的凝析油 $C_4$—$C_7$ 的轻烃组成及同位素资料，同样

可以看出，角 6 井的凝析油及气顶部分大三产层的凝析油的各个轻烃指标及碳同位素值与香六段的凝析油很接近。这也说明大安寨组的油气是混源的，部分是自生自储的，另一部分则是通过断层垂向运移上来的。这与上面储层沥青的研究结论是一致的，表明储层沥青的研究是判断油气源岩的一种重要手段，可以利用它作为“桥梁”，进行油、气源岩追溯。

**表 7-10　八角场地区天然气组成**

| 井号 | 层　位 | $C_1$（%） | $C_2^+$（%） | $C_1/C_2^+$ | $iC_4/nC_4$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 角 2 | 大一 | 87.21 | 11.70 | 7.45 | 0.3 |
| 角 12 | 大一 | 86.60 | 10.78 | 8.03 | 0.25 |
| 角 37 | 大一 | 81.47 | 18.31 | 6.61 | 0.32 |
| 角 6 | 大一 | 90.48 | 5.94 | 15.23 | 0.95 |
| 角 14 | 大三 | 93.11 | 5.92 | 15.73 | 0.62 |
| 角 15 | 大三 | 94.58 | 5.27 | 17.95 | 0.65 |
| 角 23 | 香二 | 94.35 | 4.27 | 22.09 | 1.06 |

**表 7-11　八角场地区凝析油轻烃组成及碳同位素值**

| 井号 | 层位 | 凝析油的 $C_2$—$C_7$ 轻烃组成特征 | | | | | | | 凝析油的碳同位素(‰) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 正构烷烃（%） | 支链烷烃（%） | 环烷烃（%） | 苯+甲苯（%） | 庚烷值（%） | 异庚烷值（%） | $\delta^{13}C$ | $\delta^{13}C_{sat}$ | $\delta^{13}C_{aro}$ |
| 角 2 | 大一 | 46.68 | 18.74 | 31.12 | 3.56 | 37.74 | 1.80 | −29.91 | −29.99 | −28.29 |
| 角 12 | 大一 | 41.10 | 14.33 | 39.49 | 5.08 | 39.21 | 1.81 | −29.10 | −29.78 | −28.02 |
| 角 6 | 大一-三 | 20.48 | 18.51 | 47.45 | 13.56 | 15.61 | 1.73 | −24.99 | −26.88 | −24.09 |
| 角 14 | 大三 | 24.55 | 17.37 | 50.92 | 7.16 | 20.30 | 1.61 | −27.80 | −28.22 | −25.98 |
| 角 48 | 香六 | 18.74 | 20.84 | 46.96 | 13.46 | 12.07 | 1.46 | −25.89 | −27.70 | −25.50 |

# 第三篇 煤成烃研究

尽管从全球范围来看，海相成因的石油与天然气迄今仍然是世界上的主要能源，但是随着近四十年来，在一些国家和地区的内陆沉积盆地与沿海海域中，对陆相油气勘探卓有成效的进展，煤成烃的研究与勘探已在国际上引起人们的兴趣和关注。这里所谓煤成烃是泛指煤系地层所生成的天然气(即煤成气)、凝析油、轻质原油和原油(即煤成油)。关于煤成气，自不待言早在50年代荷兰发现格罗宁根煤成气田后，已经成为世界各国所注目的新能源，煤和具有Ⅲ型干酪根的烃源岩也早就是公认的气源岩。可是，对于煤成油问题，国际的能源地质界却有过不同的认识。事实上国内外油气勘探经验表明，无论成因理论研究，还是勘探工作实践，人们都很难将煤成油气截然分开，所以本篇将煤成气和煤成油统称之为煤成烃，而煤成油气的源岩则概称为烃源岩。

煤成烃的成因既相似而又有别于常规的海相或陆相(湖相)油气。虽然在成烃的机理上具有一致性，但是在沉积环境，成烃原始母质类型、成烃模式以及烃源岩产状等方面，煤成烃均具有其特殊性。通常海相与湖相烃源岩均属于还原至强还原环境的沉积物，而煤系地层的烃源岩则沉积于具有不同氧化-还原程度的各种沼泽环境。根据干酪根类型可以评价各种海相与湖相烃源岩原始有机母质的成烃潜力，用干酪根演化模式可以概括其成烃演化阶段；然而，煤系地层的烃源岩则可同时兼容具有不同类型干酪根特征的有机显微组分，其演化模式与成烃潜力，则取决于富氢显微组分的类型与含量。海相和湖相含油气盆地常发育着巨厚而又连续的生油层，而已知的煤系地层中，烃源岩的纵向分布经常是不连续的，与碎屑岩间互成层产出。

煤系烃源岩的特殊性，使得人们在煤成烃的研究与勘探中，不能机械地套用常规陆相盆地油气形成模式、烃源岩评价标准和勘探经验，而应将烃类形成的基本机理与煤成烃的特点相结合，探索其成烃演化规律，指导勘探实践。虽然，在这方面目前尚未达到像对常规陆相油气与油气藏形成那样的研究程度，但采用有机地球化学与有机岩石学相结合的方法，仍不失为解决上述问题的有效途径。此外，国内外成功的勘探例证，也为我国煤成烃的深入研究与进一步勘探提供了良好的借鉴。

经多年勘探实践，在60年代后期，从加拿大的马更些三角洲和澳大利亚的吉普斯兰盆地的白垩一第三系中，都发现了具工业价值的油气田。据有机地球化学和有机岩石学研究结果，这些油气资源均属于典型的煤成烃范畴。

马更些三角洲以产天然气为主，储量已达112Gm$^3$以上；同时也产凝析油和轻质环烷基原油，储量约为25Mt(Snowdon and Powell，1982)。根据所产原油与凝析油的全油碳、氢稳定同位素δ值、轻烃馏分石蜡指数和庚烷值、饱和烃馏分的高姥植比、高姥鲛烷/n-$C_{17}$

值，以及部分原油中仍保存着的二萜烷生物标志物等特征，确定这些烃类属于未成熟烃，其成熟程度与产烃地层一致，后者的镜质组反射率 $R^o$ 仅为 0.45—0.60%。因此，马更些三角洲的油气应属于有机质演化早期的产物。据研究，产烃的白垩一第三系地层干酪根有机显微组成以草本(壳质组)和煤(惰性组)组分为主，属于Ⅲ型干酪根范畴。一般情况下，这种类型有机质趋向于生成天然气，更不可能在未成熟阶段生烃，因为其成烃的成熟界限要求 $R^o$ 达到 0.8%以上。但是，产烃地层有机质中含有 5—15%的富氢类脂显微组分树脂体，可以构成这些未成熟油气的潜在油源。无论高等植物中的树脂，还是煤岩组分中的树脂体，其化学组成与结构都比干酪根简单得多，成烃所需的热力学条件也低得多。富含树脂体的陆相有机质在 $R^o<0.55\%$ 的未成熟阶段，是环烷基或芳香基石油的来源，也可能在 $R^o>0.55\%$ 时，作为凝析油和天然气的来源。这种早期的未成熟油气的成烃模式，已为众多油气勘探成果所证实，是对经典的干酪根成烃理论的修正补充。继马更些三角洲的发现之后，在加拿大和其它国家的很多沉积盆地，均发现了类似的未成熟凝析油。此外，80年代初，英国石油公司还在印尼和南中国海的第三纪地层中，发现一系列富含树脂成因三萜烷类(如双杜松烷)的原油，也可能与加拿大马更些三角洲的煤成烃相似，但经历了进一步的热熟化过程。

吉普斯兰盆地包括陆地与近海两部分，目前已知油气田均位于近海部分。不同于马更些三角洲，吉普斯兰盆地以产原油为主，石油可采储量为 590Mt，同时兼产天然气，可采储量为 220Gm³ (Saxby and Shiboka, 1986)；该盆地近海部分日产原油已达 50 万桶(约 79kt)，占澳大利亚本土原油产量的 90%(Thomas, 1982)。基于正烷烃(特别是 $C_{22+}$ 同系物)分布与煤抽提物的相似性，来自植物角质层和孢子生源的蜡含量高达 13—27%，姥/植值 5—7、姥鲛烷/n-$C_{17}$ 值>1 和植烷/n-$C_{18}$ 值<0.5，与陆源环境煤的“两高一低”特点相符，以及 $C_{27}$—$C_{29}$ 甾烷内分布以高等植物生源的 $C_{29}$ 成员占优势等原油组成的特点，确定吉普斯兰原油是白垩一第三系拉特罗比群的煤成烃，近海部分该群下部的煤和碳质页岩是主要的烃源岩。拉特罗比群是世界上最巨厚的河流三角洲相煤系沉积，在近海部分该群的煤层不连续分布，单层最大厚度 30m，累积厚度达 200m，占煤系总厚度的 5%，属中等温度针叶雨林环境的产物。成煤植物以南洋杉科和罗汉松科等裸子植物为主，仅含少部分被子植物。煤岩组分以镜质组为主(61%)，其次为惰性组(32%)和壳质组(5—20%)，煤样的镜质组反射率 $R^o$ 为 0.4—1.2%，煤阶属于褐煤一次烟煤一中挥发分烟煤。拉特罗比群下部的烃源岩已属成熟的烃源岩，其成烃原始母质为针叶裸子植物所提供的大量富氢壳质组组分，主要是角质体、孢子体、树脂体、木栓质体和无定形有机质。吉普斯兰盆地的煤成油以典型成熟的石蜡基原油为主，也含部分环烷基原油。据未成熟烃源岩的加水热解分析模拟实验结果，吉普斯兰盆地原油的链烷烃馏分来源于富角质体的煤，而环烷烃馏分则来源于树脂。与马更些三角洲的未成熟油相比较，吉普斯兰盆地的石蜡基石油以富含 $C_{22+}$ 长链正烷烃和姥鲛烷为特征；而环烷基原油则为低一中等比重的环烷烃混合物，不含正烷烃，其饱和烃馏分的气相色谱图与通常的生物降解油相似。吉普斯兰盆地煤和原油中，都具有以贝壳杉烷骨架四环二萜烷(白叶烷、贝壳杉烷和扁枝烷)为特征的树脂化合物。

石炭一二叠系、侏罗系和第三系是我国三套重要的含煤岩系。80 年代以来，油气勘探的新进展已初步揭示了这三套重要煤系中，寻找煤成烃资源的良好前景。1983 年南海琼东南盆地崖 13-1 气田的发现，对其天然气和伴生凝析油的研究，证实这些油气属于下第

三系崖城组煤系的煤成烃，凝析油富含树脂三萜烷生物标志物。“七五”期间对东部第三系煤系地层的研究，确认我国沿海地区存在着类似加拿大马更些三角洲那样富含树脂体的烃源岩，具有寻找未成熟煤成烃的前景。1988 年新疆吐鲁番拗陷台参 1 井侏罗系煤系地层获工业油流，属于典型的煤成油。此外，华北地区冀中拗陷文安斜坡和东濮凹陷文留地区也发现了煤成气气藏。这些勘探成果进一步提出了对我国煤成烃资源，首先是煤系烃源岩，深入进行研究的必要性。

# 第八章　第三系树脂成因未成熟煤成烃的研究——以沿海和近海地区为例

## 第一节　树脂成烃的机制

探讨树脂成因的煤成烃，首先就要研究成烃的物质基础。根据对植物的 280 个科和 338 个属的调查统计结果，其中 10%的科和 25%的属都能够合成明显数量的树脂，属于产树脂的维管植物。这些植物中 2/3 的科属是热带植物；此外全部温带针叶树的属也都分泌树脂。无论裸子植物还是被子植物，都具有分泌树脂的功能。但是，从分泌树脂的数量上看，裸子植物中的松科和南洋杉科似乎是最重要的树脂维管植物(Langenheim，1969)。

树脂由通常沿树脂植物的圆形叶窝或囊状体以及细长树脂道分布的薄壁组织细胞所分泌。这些产树脂的分泌腔可以出现于树脂植物的任何部位，例如，树叶、嫩枝、球果、树皮以致心材等部位都可分泌出显著数量的树脂。但是，各种树脂植物的树脂分泌腔部位因植物属种而有变异。

地质历史过程中，树脂随树脂植物的死亡与堆积而被埋藏，在泥炭化和煤化作用期间，由于树脂自身具有较强的抗氧化降解和抗微生物分解能力，而得以保存，并在煤系沉积物中转化成化石树脂(即树脂体)，甚至在一定条件下，还可富集成矿。例如，新西兰一个面积为 20 000km²的南方贝壳杉(*Agathis austalis*)林区内，地下沉积物中埋藏着 500kt 化石树脂，构成具有开采价值的“树胶田”(Thomas，1969)。通过逐步的埋藏与聚合，树脂石化成树脂体，而成为含煤沉积物中重要的有机显微组分。事实上，高等植物的树脂、蜡质、香脂、乳胶和油脂等生源组分，经煤化(或成岩)作用，都可化成圆形、长圆形、椭圆形及长条形等颗粒形状的树脂体(Teichmüller，1982)。通常树脂体在煤层或沉积物中分布不均，大小不一。颗粒大者，肉眼可见，俗称琥珀，已知最大的琥珀集合体重达 15.4kg；细微的树脂体颗粒，光学显微镜都无法分辨。

在化学成分与分子结构上，树脂由挥发性与非挥发性的萜类馏分组成。挥发性馏分包含单萜、倍半萜和二萜烯类；这些成分在树脂植物中很容易丧失，仅有少部分可能封闭于非挥发性馏分中，而在树脂体中得以保存。非挥发性成分则主要由不饱和的二萜烯酸类组成，有时还可能有三萜烯酸类；此外，也可以有醇类、醛类、酯类和被称为树脂素的不皂化中性物质，以及少量非萜类物质(Langenheim，1969)。不同类别的树脂植物，甚至同一树脂植物的不同部位，所分泌的树脂的化学组成与分子结构，可能存在着不同程度的差异。被子植物，如裂榄科(Burseraceae)和芸香科(Rutaceae)的树脂以具有 α-香树素骨架的五环三萜醇为特征。裸子植物松柏目(Coniferales)树脂主要由松香烷型和(或)海松烷型骨架的多种不饱和三环二萜酸类所组成(Langenheim，1969)。而南洋杉科(Araucariaceae)树脂则

可包含半日花烷型双环二萜酸（如 Agathic acid[①]与刺柏酸等）与松香烷型和海松烷型三环二萜酸（如松香酸和山达海松酸），其相对含量因植物属种不同而变化（Thomas，1969），甚至罗汉松科（Podocarpaceae）、南洋杉科和柏科（Cupressaceae）的叶树脂中，还具有贝壳杉烷型骨架的四环二萜烯类（Noble 等，1985），例如，南洋杉科的南方贝壳杉 *Agathis austalis* 树脂就以 Agathic 二羧酸和少量高度氧化的 Agathic 醇酸为特征（Langenheim，1969）。

诚然，从树脂演化到树脂体，化学组成会发生相当大的变化。但是，由于树脂酸化学结构的稳定性，树脂体仍然继承并保存了各种树脂酸类成分的基本骨架类型。随着埋藏环境温度与压力的增高，树脂体还会产生进一步的变化，其中最重要的变化是脱羧—加氢转化成环状二萜烷（如松香烷、海松烷、贝壳杉烷和扁枝烷等），或者脱羧—芳构化，向各种芳香二萜类转化（如脱氢松香烷、西蒙内莉烯和惹烯等），关于这些变化历程、条件与产物请参阅本章第四节图 8-7。显然，无论树脂，还是树脂体，其化学组成、分子结构和聚合程度，都比干酪根要简单得多。因此，各种树脂酸、醛、酮、醇和酯类前身物，转化成烃类所必须的活化能和热力学条件，自然也较干酪根低得多。所以，当烃源岩的干酪根尚处于未成熟—低成熟阶段时，树脂体组分可以在低温反应条件下率先形成烃类（Lane and Jackson，1980；Snowdon and Powell，1982）。

## 第二节　褐煤树脂体成烃的依据

第三纪是我国的主要成煤期之一，含煤沉积盆地多以小型为主，分布很不均衡，主要分布于东北、华北、西南和东南沿海地区。此外，近十年来的海上油气钻探成果表明，我国近海海域，特别是东海、珠江口和琼东南等沉积盆地，第三系始新统至中新统均有发育程度不等的煤系或含煤地层分布，有的已确认为主要的烃源岩层。上述第三系煤的有机质成熟度（煤化程度）一般均较低，普遍为褐煤，也见有长焰煤。

为探索我国沿海和近海地区第三系煤系地层中“马更些型”树脂成因未成熟煤成烃资源的可能性，我们从吉林到海南，自云南至浙江，选择了 12 个第三系含煤盆地[②]，进行有机地球化学和有机岩石学的抽样调查研究，占我国现已知第三系煤盆地总数的 1/8。其中黄县、百色、繁峙、茂名和桦甸五个盆地的褐煤样品，树脂体含量均占有机组分总量的 5% 以上，超过加拿大马更些三角洲煤系烃源岩中树脂体含量的下限；而且，这些褐煤的可溶组分中，树脂生源的标志物含量甚丰。因此，在全面系统分析研究的基础上，我们筛选出百色和黄县两处的煤系地层样品，与马更些三角洲的烃源岩作了进一步的对比研究。

为评价第三系褐煤的未成熟油气成烃条件，对所抽查的煤系地层样品（包括腐殖型褐煤、碳质泥岩、泥岩、油页岩、藻煤和胶泥煤等），进行了系统的沥青化学分析、Rock-eval 热解分析与有机显微组分的鉴定与统计，所有样品的镜质组反射率 $R^o$ 均低于 0.53%，绝大

① Agathic acid 是一种双环二萜酸，曾译作“贝壳杉酸”，其英文名称起源于贝壳杉属的拉丁文学名 *Agathis*。贝壳杉烷（Kaurane）则是一种四环二萜烷，其英文名称取自澳大利亚毛利语 Kauri，意指南方贝壳杉 *Agathis australis*，有时也泛指贝壳杉属。Agathid acid 和 Kaurane 中译名相似，但分子结构迥异，考虑到贝壳杉烷一词已广泛应用，为避免混淆，本书对于 Agathic acid 暂时沿用英文原名。

② 抽样研究的 12 个含煤沉积盆地是：吉林桦甸、吉林舒兰、辽宁抚顺、山西繁峙、山东黄县、云南先锋、云南昭通、云南龙陵（研究样品为第四系泥炭）、浙江天台、广西百色、广东茂名-石鼓，以及海南长昌。

部分样品属于未成熟样品，仅黄县、长昌和抚顺的样品属临界成熟状态（$R^o$接近 0.50%左右）。有关分析统计数据如表 8-1 和表 8-2 所示。

**表 8-1　新生界煤系地层可能烃源岩沥青化学分析数据**

| 序号 | 地区 | 样品 | 层位 | 抽提物总量(%) | 族组成(%) | | | | 饱/芳 | 总烃 | | 有机组分树腊体含量(%)[2] | 总烃中树脂化合物含量[3](%) | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | 饱和烃 | 芳烃 | 非烃[1] | 沥青质 | | 占抽提物(%) | 占岩石(ppm) | | 饱和烃馏分 | 芳烃馏分 |
| 1 | 云南龙陵 | 泥岩 | Q | 1.43 | 4.1 | 33.6 | 53.0 | 9.3 | 0.12 | 37.7 | 5 319 | 0 | — | — |
| 2 | 山西繁峙 | 褐煤 | E | 2.58 | 4.2 | 16.6 | 66.7 | 12.5 | 0.25 | 20.8 | 5 366 | 8.2 | — | — |
| 3 | 浙江天台 | 褐煤 | $N_1$ | 0.77 | 4.8 | 23.6 | 57.0 | 14.6 | 0.20 | 28.4 | 2 187 | 0 | 1.5 | — |
| 4 | 云南楚雄 | 褐煤 | $T_r$ | 0.850 | 5.7 | 12.7 | 53.3 | 28.3 | 0.45 | 18.4 | 1 560 | 1.3 | — | — |
| 5 | 云南昭通 | 褐煤 | $N_2$ | 0.42 | 5.7 | 34.2 | 51.4 | 8.7 | 0.17 | 39.9 | 1 676 | — | — | — |
| 6 | 吉林桦甸 | 褐煤 | E | 0.425 | 7.8 | 12.4 | 64.4 | 15.4 | 0.63 | 20.2 | 859 | 6.0 | — | — |
| 7 | 广西百色州景 | 铝土泥岩 | $E_3$ | 0.019 | 18.9 | 30.5 | 48.0 | 2.6 | 0.61 | 49.4 | 94 | — | — | — |
| 8 | | 褐煤 | | 0.166 | 4.3 | 22.6 | 51.8 | 21.3 | 0.19 | 26.9 | 447 | 0 | — | — |
| 9 | | 碳质泥岩 | | 0.164 | 10.7 | 23.4 | 57.5 | 8.4 | 0.46 | 34.1 | 559 | 3.6 | — | — |
| 10 | | 褐煤 | | 4.77 | 7.0 | 13.2 | 70.1 | 9.7 | 0.53 | 20.2 | 9 635 | 8.1 | 7.2 | — |
| 11 | | 褐煤 | | 0.464 | 7.5 | 20.7 | 59.8 | 12.0 | 0.36 | 28.2 | 1 308 | — | 24.0 | 67.7 |
| 12 | | 泥岩 | | 0.034 | 18.9 | 21.9 | 33.4 | 10.6 | 0.86 | 40.8 | 138.7 | 6.9 | | |
| 13 | | 泥岩 | | 0.230 | 13.1 | 19.0 | 60.2 | 7.7 | 0.69 | 32.1 | 738.3 | 4.5 | — | — |
| 14 | 吉林舒兰 | 褐煤 | $E_{2-3}$ | 0.197 | 10.1 | 16.7 | 70.3 | 2.9 | 0.60 | 26.8 | 528 | 2.9 | — | — |
| 15 | 广东茂名金塘 | 劣煤 | $E_2$ | 1.267 | 12.1 | 18.8 | 57.6 | 11.5 | 0.64 | 30.9 | 3 915 | 5.9 | — | — |
| 16 | | 泥岩 | | 0.42 | 6.9 | 23.3 | 37.7 | 32.1 | 0.30 | 30.2 | 1 268 | — | — | — |
| 17 | | 泥岩 | | 0.024 | 29.4 | 22.5 | 39.0 | 9.1 | 1.31 | 51.9 | 124.6 | — | — | — |
| 18 | | 油页岩 | | 0.303 | 27.9 | 18.8 | 52.4 | 0.9 | 1.48 | 46.7 | 1 415 | — | — | — |
| 19 | 广东石鼓黄塘岭 | 油页岩 | $E_2$ | 0.43 | 18.4 | 14.3 | 33.7 | 33.6 | 1.29 | 32.7 | 1 406 | 0 | — | — |
| 20 | | 褐煤 | | 2.05 | 10.9 | 22.2 | 45.4 | 21.5 | 0.49 | 33.1 | 6 786 | 0.4 | — | — |
| 21 | 山东黄县北皂 | 腐泥煤 | $E_2$ | 0.668 | 12.2 | 23.2 | 48.3 | 16.3 | 0.53 | 35.4 | 2 365 | 3.0 | 7.9 | — |
| 22 | | 褐煤 | | 1.19 | 16.7 | 32.9 | 24.0 | 26.4 | 0.51 | 49.6 | 5 902 | 3.4 | 50.8 | — |
| 23 | | 油页岩 | | 0.594 | 15.6 | 21.2 | 34.4 | 28.8 | 0.74 | 36.8 | 2 185 | 13.8 | 1.9 | — |
| 24 | | 含琥珀褐煤 | | 1.59 | 22.4 | 19.7 | 39.0 | 18.9 | 1.14 | 42.1 | 6 693 | 14.3 | 83.5 | 29.8 |
| 25 | | 泥岩 | | 0.019 | 31.0 | 8.6 | 43.3 | 17.1 | 3.60 | 39.6 | 75 | 0 | — | — |
| 26 | | 泥岩 | | 0.0036 | 49.1 | 28.1 | 22.8 | 0 | 1.75 | 77.2 | 28 | 0 | — | — |
| 27 | 海南定安长昌 | 页岩 | $E_3$ | 0.0813 | 20.4 | 18.4 | 40.8 | 20.4 | 1.1 | 38.8 | 315 | 0 | — | — |
| 28 | | 劣煤 | | 0.235 | 17.5 | 21.7 | 54.1 | 6.7 | 0.81 | 39.2 | 921 | 0 | — | — |
| 29 | | 褐煤 | | 0.173 | 6.3 | 23.4 | 51.5 | 18.8 | 0.27 | 29.7 | 514 | 0.2 | — | — |
| 30 | 辽宁抚顺露天矿 | 长焰煤 | $E_2$ | 1.05 | 13.9 | 24.9 | 44.0 | 17.2 | 0.56 | 38.8 | 4 074 | 0.3 | — | — |
| 31 | | 腐泥煤 | | 4.1 | 15.8 | 28.8 | 49.4 | 8.0 | 0.48 | 42.6 | 17 466 | 0.3 | — | — |
| 32 | | 油页岩 | | 0.26 | 23.3 | 12.5 | 43.7 | 20.5 | 1.86 | 35.8 | 930.8 | 0 | — | |

[1] 据减差法数据。

[2] 据显微镜下有机显微组分统计数据。

[3] 据色谱-质谱分析对化合物的检测和鉴定结果。

第三系褐煤的有机碳含量(45.1—59.6%)和二氯甲烷抽提物总量(0.166—4.77%)，一般均明显高于煤系地层中的碳质泥岩、泥岩和油页岩，这可能是由于褐煤中无机矿物组分含量低所致。与腐泥煤(包括藻煤和胶泥煤)相比较，腐殖型褐煤的有机碳含量与抽提物

**表 8-2 新生界煤系地层可能烃源岩的热解分析有关数据**

| 序号 | 地区 | 样品 | 层位 | 镜质组反射率 $R^o$ (%) | 有机碳含量 (%) | 降解潜率 (%) | 可溶烃量 (mg/g) | 热解烃量 (mg/g) | 产油潜量 (kg/t) | 氢指数 (mg/g $C_{org}$) | 烃指数 (mg/g $C_{org}$) | 烃转化率 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | | | | 抽提物总量 (mg/g $C_{org}$) | 总烃 (mg/g $C_{org}$) |
| 1 | 云南龙陵 | 泥岩 | Q | 0.25 | 25.80 | 21.6 | 7.37 | 59.62 | 63.99 | 231.1 | 28.6 | 54.4 | 20.9 |
| 2 | 山西繁峙 | 褐煤 | E | 0.24 | 47.59 | 24.8 | 23.33 | 119.13 | 24.8 | 250.3 | 48.8 | 54.2 | 11.3 |
| 3 | 浙江天台 | 褐煤 | $N_1$ | 0.32 | 45.13 | 16.1 | 23.24 | 63.39 | 87.17 | 146.1 | 51.5 | 17.1 | 4.9 |
| 4 | 云南楚雄 | 褐煤 | Tr | 0.33 | 52.63 | 12.8 | 5.08 | 76.27 | 81.35 | 144.9 | 9.6 | 16.2 | 3.0 |
| 5 | 云南昭通 | 褐煤 | $N_2$ | 0.38 | 46.09 | 10.3 | 14.30 | 42.67 | 56.97 | 92.6 | 31.0 | 9.1 | 3.6 |
| 6 | 吉林桦甸 | 褐煤 | $E_2$ | 0.35 | 54.27 | 14.8 | 4.11 | 92.64 | 96.75 | 170.7 | 7.6 | 7.8 | 1.6 |
| 7 | 广西百色州景 | 铝土泥岩 | $E_3$ | 0.38 | 2.00 | 16.2 | 1.23 | 2.69 | 3.92 | 134.5 | 61.5 | 9.5 | 4.7 |
| 8 | | 褐煤 | | 0.38 | 47.18 | 7.2 | 11.76 | 29.41 | 41.17 | 62.3 | 24.9 | 3.5 | 0.9 |
| 9 | | 碳质泥岩 | | 0.37 | 14.24 | 12.9 | 0.42 | 21.69 | 22.11 | 152.3 | 2.9 | 11.5 | 3.9 |
| 10 | | 褐煤 | | 0.36 | 52.36 | 13.9 | 7.38 | 80.47 | 87.85 | 153.7 | 14.1 | 91.1 | 18.4 |
| 11 | | 褐煤 | | 0.37 | 47.59 | 14.4 | 4.64 | 78.03 | 82.67 | 163.9 | 9.7 | 9.7 | 2.7 |
| 12 | | 泥岩 | | 0.38 | 3.68 | 9.4 | 0.14 | 4.04 | 4.18 | 109.8 | 3.8 | 9.2 | 3.8 |
| 13 | | 泥岩 | | 0.35 | 18.79 | 6.1 | 0.46 | 13.29 | 13.75 | 70.7 | 2.4 | 12.2 | 3.9 |
| 14 | 吉林舒兰 | 褐煤 | $E_{2-3}$ | 0.38 | 49.22 | 17.8 | 6.28 | 99.14 | 105.42 | 201.4 | 12.8 | 4.0 | 1.1 |
| 15 | 广东茂名金塘 | 劣煤 | $E_2$ | 0.44 | 51.95 | 36.0 | 5.08 | 220.00 | 225.08 | 423.5 | 9.8 | 24.4 | 7.5 |
| 16 | | 泥岩 | | 0.43 | 15.30 | 27.3 | 1.75 | 48.57 | 50.32 | 317.4 | 11.4 | 27.5 | 8.3 |
| 17 | | 泥岩 | | 0.44 | 0.71 | 8.9 | 0.09 | 0.67 | 0.76 | 94.4 | 12.7 | 33.8 | 17.5 |
| 18 | | 油页岩 | | 0.44 | 9.76 | 50.8 | 0.84 | 58.85 | 59.69 | 603.0 | 8.6 | 31.0 | 14.5 |
| 19 | 广东石鼓黄塘岭 | 油页岩 | $E_2$ | 0.50 | 12.23 | 39.3 | 1.11 | 56.75 | 57.86 | 464.0 | 9.1 | 35.2 | 11.5 |
| 20 | | 褐煤 | | 0.49 | 59.59 | 28.6 | 7.68 | 198.01 | 205.69 | 332.2 | 12.9 | 34.4 | 11.4 |
| 21 | 山东黄县北皂 | 腐泥煤 | $E_2$ | 0.41 | 56.45 | 26.5 | 1.51 | 178.70 | 180.21 | 316.6 | 2.7 | 11.81 | 4.2 |
| 22 | | 褐煤 | | 0.51 | 58.22 | 20.7 | 2.00 | 143.50 | 145.50 | 246.5 | 3.4 | 20.43 | 10.1 |
| 23 | | 油页岩 | | 0.38 | 37.91 | 61.3 | 1.79 | 278.34 | 280.13 | 734.2 | 4.7 | 15.70 | 5.8 |
| 24 | | 含琥珀褐煤 | | 0.51 | 28.91 | 44.2 | 5.31 | 148.73 | 154.04 | 514.4 | 18.4 | 55.01 | 23.2 |
| 25 | | 泥岩 | | 0.45 | 1.42 | 4.9 | 0.11 | 0.73 | 0.84 | 51.4 | 7.7 | 13.4 | 5.3 |
| 26 | | 泥岩 | | 0.53 | 0.40 | 7.5 | 0.03 | 0.33 | 0.36 | 22.5 | 7.5 | 9.0 | 6.9 |
| 27 | 海南定安长昌 | 页岩 | $E_3$ | 0.51 | 3.82 | 51.9 | 0.34 | 23.52 | 23.86 | 615.7 | 8.9 | 21.3 | 8.3 |
| 28 | | 劣煤 | | 0.52 | 25.91 | 15.4 | 0.40 | 47.50 | 47.90 | 183.3 | 1.5 | 9.0 | 3.5 |
| 29 | | 褐煤 | | 0.50 | 56.45 | 9.5 | 0.74 | 63.70 | 64.44 | 112.8 | 1.3 | 3.1 | 0.9 |
| 30 | 辽宁抚顺露天矿 | 长焰煤 | $E_2$ | — | — | — | — | — | — | — | — | 16.7 | 6.5 |
| 31 | | 腐泥煤 | | 0.53 | 56.72 | 39.6 | 14.41 | 256.00 | 270.41 | 451.3 | 25.4 | 73.1 | 31.1 |
| 32 | | 油页岩 | | 0.45 | 10.42 | 40.7 | 0.97 | 50.12 | 51.09 | 481.0 | 9.3 | 25.0 | 8.9 |

总量的变化范围较大，可能与腐殖煤煤岩组分的复杂性不无关系。除少部分泥岩和油页岩以外，多数第三系煤系地层样品的可溶组分，均呈现出高非烃(24.0—70.3%)、高芳烃(12.4—34.2%)、低饱和烃(4.1—18.9%)和低沥青质含量(2.6—28.8%)的特点。低饱/芳值(<1)固然是煤系地层可溶组分的普遍特征；而高非烃与低沥青质含量，则可能是未成熟煤系地层可溶组分组成的共同特点，反映其成烃原始母质的有机分子尚未达到高度聚合的程度。例如植物树脂或煤岩显微组分树脂体，均由二萜和倍半萜酸、醇、醛和烃类所组成，其分子聚合程度远不如干酪根；这些物质经脱官能团作用，还原成烃类所必需的活

化能，比干酪根热降解成烃的活化能要低得多。因此，煤系地层在未成熟阶段，可能产生树脂成因的烃类。由于排烃效应、煤的吸附性以及低聚合程度等因素影响，这种煤成烃常显示出饱和烃含量高于芳烃含量，非烃含量高于沥青质含量的特点。

国外文献中，煤样的 Rock-eval 分析结果热解烃量 $S_2$ 较高，而可溶烃量 $S_1$ 则非常低（例如 Durand and Paratte，1983；Verheyen et al.，1984）。表 8-2 所列我国第三系煤系样品中，$S_2$值一般也都比 $S_1$值高 1 至 2 个数量级。因此，这些煤系样品的产油潜量（$P_g=S_1+S_2$）主要由 $S_2$构成，代表样品中的干酪根经进一步热解后产生烃类的潜在能力，并不明确体现已形成的未成熟烃的产率。然而，热解分析实测的 $S_1$值（表 8-2）与可溶组分中的总烃含量（表 8-1）大致成正相关关系；两者从不同角度反映煤系样品中未成熟游离烃的数量。在黄县、百色、繁峙、茂名和桦甸等五个含树脂体较高的煤盆地中，褐煤的可溶烃量 $S_1$为 1.51—23.23mg/g，总烃含量为 124.5—9 635ppm，无论按照国际上那一家石油公司或研究所的评价标准，如此高的总烃含量均应划入“良好”—“罕见”烃源岩评价级别。即使考虑到某些煤岩组分与褐煤微孔系统的吸附效应对排烃的影响，含烃丰度这么高的褐煤，也应归于有效烃源岩之列。

评价烃源岩的产烃潜力，除了考虑其有机碳含量、抽提物总量和总烃含量以外，通常还要考虑其产率。表 8-1 列出两项烃产率指标，即总烃/有机碳和抽提物总量/有机碳。Powell（1978）根据从煤至富含腐泥组的烃源岩样品的统计，提出了用总烃产率评价油源岩产烃潜力的标准，具体如下：

| | |
|---|---|
| >80mg 烃/$gC_{org}$ | 极好的油源岩 |
| 50—80mg 烃/$gC_{org}$ | 良好油源岩 |
| 30—50g 烃/$gC_{org}$ | 油源岩 |
| >30 烃/$gC_{org}$ | 非油源岩 |

上述评价标准主要适用于对油源岩的评价，用来评价产生烃类气体的成烃潜力则是不完善的。因为实际分析所得的总烃含量中，并未包含气态烃类，甚至连小于 $C_{15}$的液态轻

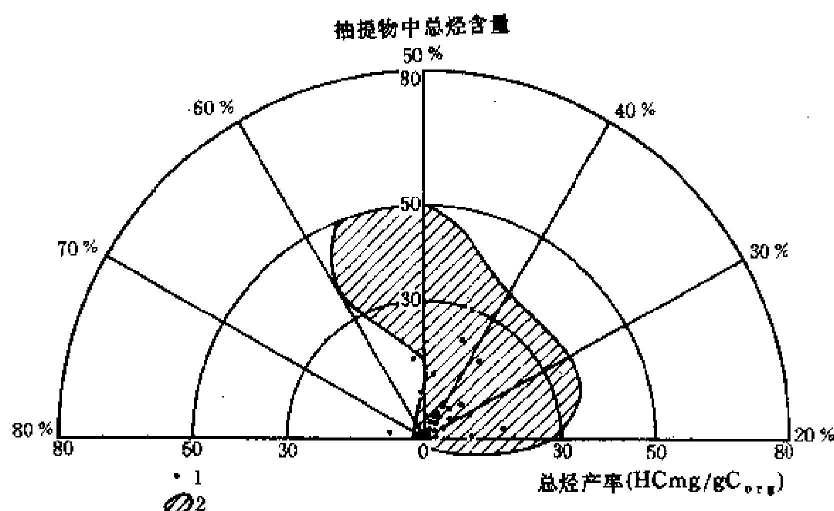



图 8-1　第三系煤系样品的总烃产量和总烃百分含量关系图

加拿大马更些三角洲第三系碎屑样品数据引自 Snowdon，1980

1. 我国第三系煤系样品；2. 加拿大马更些三角洲 86%+烃源岩样品集中分布区

烃也未完全包含在内。

我国第三系煤系与加拿大马更些三角洲第三系产未成熟煤成烃地层样品总烃产率与总烃含量的数值分布非常吻合(图 8-1),即具有较低的总烃含量(近于或小于 40%)和总烃产率值(小于 50mg/g)。这种分布规律反映了低成熟煤系地层的地球化学特征,即煤系有机碳含量高,而主要的富氢煤岩组分(例如,壳屑体、孢子体、藻类体和富氢镜质组等)均未达到生烃门限温度,势必显示出较低的生烃潜力。但是相对而言,含树脂体较丰富的黄县含琥珀褐煤(No. 24 表 8-1 和 8-2,下同)和百色褐煤(No. 10),既具有高总烃含量,又具有较高的烃产率(总烃/有机碳)。这些样品的总烃含量是异常的,只有某些活化能较低的富氢显微组分如树脂体和蜡质体等,可能成为这些烃类的成烃母质。

## 第三节　有机显微组分和成烃母质

第三系煤系可能烃源岩的有机显微组分如表 8-3 所示。为便于将显微组分统计数据与可溶组分的分析数据进行对比研究,表 8-3 的数据均以全岩体积百分比表示。这些褐煤中,有机显微组分总量较高(一般为 81—97%),其中以腐殖组为主(含量占全岩体积的 60—92%),含有相当数量的壳质组组分(可达 14—24%),而腐泥组与惰性组含量极低(一般为 0—7%),油页岩与腐泥煤中,大都以腐泥组占优势(46—84%),腐殖组含量一般为 10%左右,也含相当数量的壳质组。泥岩中有机显微组分总量较低(10—20%),显微组分组成介于褐煤与腐泥煤之间。

壳质组组分主要是壳屑体、树脂体、角质体、孢子体,此外百色褐煤中尚发现有渗出沥青体和少量木栓质体与叶绿素体(?)。腐泥组组分包括藻类体、沥青质体和矿物沥青基质。壳质组与腐泥组都是公认的富氢显微组分,并且是重要的成烃母质。但是,就表 8-3 中所列煤系样品中壳质组与腐泥组组分总量与可溶组分总烃含量的相关图看,两者之间未显示出明显的相关性(图 8-2),主要体现出泥质岩、腐泥煤、油页岩以及褐煤三类样品富氢组分含量与总烃含量在数量上的差异。而壳质组中的树脂体含量,特别是黄县、百色、茂名、桦甸和繁峙等地的煤系样品树脂体含量,却与总烃含量间呈现明显

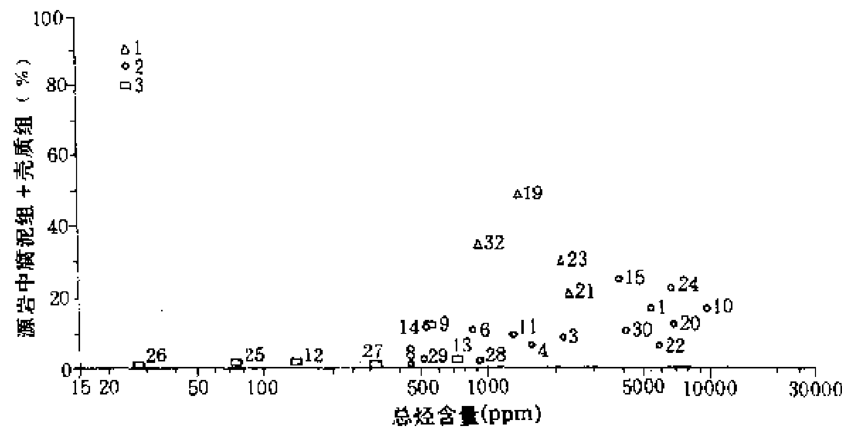



图 8-2　烃源岩中"腐泥组+壳质组"含量与总烃含量的相关图

1. 腐泥煤、油页岩; 2. 腐殖煤(褐煤); 3. 泥岩、碳质页岩

**表 8-3　新生界煤系地层可能烃源岩的有机显微组分**

| 序号 | 地区 | 样品 | 层位 | 岩石中有机显微组分总量（%） | 显微组分组成（占全岩体积百分比%） | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | 腐殖组 | 壳质组 | | | | | | | | 腐泥组 | | | | 惰性组 |
| | | | | | | 合计 | 树脂体 | 角质体 | 木栓质体 | 孢子体 | 壳屑体 | 叶绿素体 | 渗出沥青体* | 合计 | 藻类体 | 沥青质体 | 矿物沥青基质** | |
| 1 | 云南龙陵 | 泥岩 | Q | 84.8 | 72.3 | 9.0 | | 2.0 | | 2.0 | 5.0 | | | 0 | | | | 3.5 |
| 2 | 山西繁峙 | 褐煤 | E | 81.4 | 60.1 | 20.4 | 6.7 | 3.6 | | 4.3 | 5.8 | | | 0 | | | | 0.9 |
| 3 | 浙江天台 | 褐煤 | $N_1$ | 88.4 | 76.6 | 8.9 | | 3.6 | | 2.5 | 2.8 | | | 0 | | | | 2.9 |
| 4 | 云南楚雄 | 褐煤 | Tr | 92.2 | 83.5 | 7.2 | 1.2 | 2.4 | | 2.7 | 0.9 | | | 0 | | | | 1.5 |
| 5 | 云南昭通 | 褐煤 | $N_2$ | 92.7 | 78.7 | 10.8 | 0.2 | 0.5 | 3.9 | 2.1 | 4.1 | | | 0 | | | | 3.2 |
| 6 | 吉林桦甸 | 褐煤 | E | 87.4 | 75.7 | 11.3 | 5.2 | 1.8 | | 0.2 | 4.1 | | | 0 | | | | 0.5 |
| 7 | 广西百色州景 | 铝土泥岩 | $E_3$ | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 8 | | 褐煤 | | 92.4 | 91.6 | 0.8 | | | | | 0.8 | | | 0 | | | | 0 |
| 9 | | 碳质泥岩 | | 30.3 | 18.2 | 12.1 | 1.1 | | | 0.4 | 10.6 | | | 0 | | | | 0 |
| 10 | | 褐煤 | | 93.6 | 72.7 | 18.7 | 6.2 | 5.4 | 2.3 | 0.5 | 2.0 | 0.4 | 1.9 | 1.6 | | 1.6 | | 0.6 |
| 11 | | 褐煤 | | 91.3 | 81.5 | 9.6 | 3.0 | 1.6 | 0.4 | 0.4 | 3.0 | 0.4 | 0.8 | 0.2 | 0.2 | | | 0 |
| 12 | | 泥岩 | | 11.2 | 9.8 | 1.3 | 0.8 | | | | 0.5 | | | 0.1 | | | 0.1 | 0 |
| 13 | | 泥岩 | | 20.8 | 19.7 | 1.4 | 0.9 | 0.2 | | | 0.3 | | | | | 0.7 | 0.7 | 0 |
| 14 | 吉林舒兰 | 褐煤 | $E_{2-3}$ | 86.4 | 72.7 | 13.0 | 2.5 | 3.5 | | 1.4 | 5.6 | | | | | | | 0.8 |
| 15 | 广东茂名金塘 | 劣煤 | $E_2$ | 86.5 | 60.8 | 23.7 | 5.1 | 7.1 | | 3.6 | 7.9 | | | | | 1.0 | | 1.0 |
| 16 | | 泥岩 | | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 17 | | 泥岩 | | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 18 | | 油页岩 | | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 19 | 广东石鼓黄塘岭 | 油页岩 | $E_2$ | 57.0 | 8.4 | 2.2 | | | | 1.1 | 1.1 | | | 46.1 | 8.1 | 38.0 | | 0.3 |
| 20 | | 褐煤 | | 89.3 | 76.1 | 13.0 | 0.4 | 1.7 | | 7.7 | 3.2 | | | 0 | | | | 0.2 |
| 21 | 山东黄县北皂 | 腐泥煤 | $E_2$ | 75.4 | 52.9 | 3.6 | 2.3 | | | 0.8 | 0.5 | | | 18.7 | 15.2 | 3.5 | | 0.2 |
| 22 | | 褐煤 | | 95.2 | 89.4 | 5.8 | 3.2 | | | | 0.6 | | | | | | | 0 |
| 23 | | 油页岩 | | 80.8 | 11.6 | 6.3 | 6.3 | | | | | | | 60.7 | 25.7 | | 35.0 | 0 |
| 24 | | 含琥珀褐煤 | | 90.8 | 68.9 | 14.7 | 13.0 | | | | 1.7 | | | | | 7.2 | | 0 |
| 25 | | 泥岩 | | 11.7 | 1.0 | 0.3 | | | | | 0.3 | | | | | | 10.4 | 0 |
| 26 | | 泥岩 | | 8.6 | 0.9 | | | | | | 0.4 | | | | | | 7.3 | |
| 27 | 海南定安长昌 | 页岩 | $E_2$ | 72.9 | 8.2 | 1.0 | | | | 0.2 | 0.8 | | | 62.6 | | | 62.6 | 1.1 |
| 28 | | 劣煤 | | 62.8 | 47.8 | 1.6 | | | | | 1.6 | | | 11.2 | | | 11.2 | 2.2 |
| 29 | | 褐煤 | | 96.5 | 77.6 | 2.1 | 0.2 | | | 0.6 | 1.3 | | | | | | | 16.8 |
| 30 | 辽宁抚顺露天矿 | 长焰煤 | $E_2$ | 92.9 | 81.7 | 10.5 | 0.3 | 2.0 | | 3.6 | 4.6 | | | | | | | 0.7 |
| 31 | | 腐泥煤 | | 97.2 | 10.5 | 2.7 | 0.3 | | | 2.4 | | | | 84.0 | | 13.6 | 70.4 | 0 |
| 32 | | 油页岩 | | 72.2 | 4.1 | 0.2 | | | | | 0.2 | | | 32.9 | | 1.6 | 33.0 | 0.4 |

* 渗出沥青体属于次生显微组分。

** 矿物沥青基质是有机质与矿物的混合物，其中有机质绝对含量不确定。

的正相关关系（图 8-3），即随着样品中树脂体含量的增加，总烃含量也迅速增大，树脂体含量从 0 增加到约 13%，总烃含量可以增大三个数量级，达到约 9 000ppm 以上，尤其是树脂体含量 5%以上，总烃含量增长更为明显。值得注意的是树脂体与总烃的相关性主要局限于富含树脂体的煤系地层。这些地层的树脂体含量，无论以有机组分计算（表 8-1），还是以全岩体积计算（表 8-3），均可达到 5%以上。

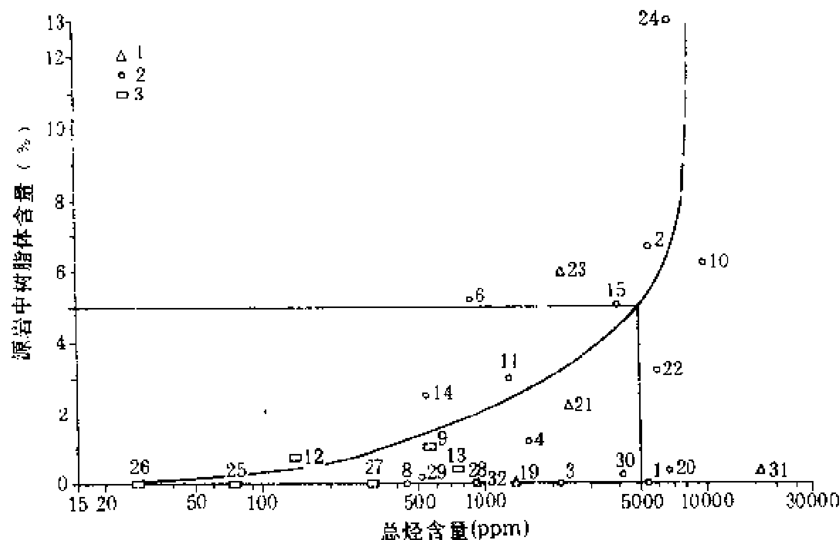



图 8-3 烃源岩中树脂体含量与总烃含量的相关图

1—3. 同图 8-2

有趣的是，若研究源岩中“腐泥组＋壳质组”含量与产油潜量的相关性，则可发现除个别油页岩和腐泥煤样品（No. 19，31，32，见表 8-2，8-3）以外，几乎所有样品的“腐泥组＋壳质组”含量均与产油潜量成良好的线性正相关关系（图 8-4），而这些样品的

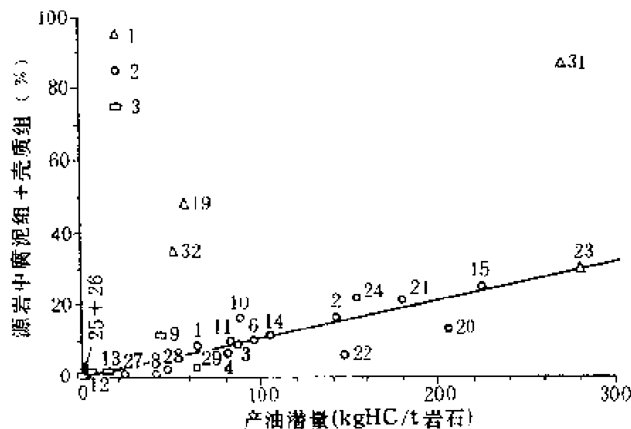



图 8-4 烃源岩中“腐泥组＋壳质组”含量与产油潜量的相关图

1—3. 同图 8-2

树脂体含量与产油潜量的相关性则较差（图 8-5）。

从上述沥青化学、热解分析与有机岩石学参数间的相关性研究，可以得到如下启示：

第一、由于这些第三系煤系尚处于未成熟阶段，其样品中所含的各种富氢组分（除树脂体等个别组分外），尚未达到其各自的成烃门限，目前仍未对样品中的分散烃类作出贡献，因此源岩中“腐泥组＋壳质组”含量与总烃含量之间，从整体上看相关性不明显。

第二、在未成熟的第三系煤系中，只有树脂体等个别组分的成烃活化能较低，树脂体与总烃间明确的正相关关系，反映了两者间的成因联系，即树脂体是这种未成熟煤成

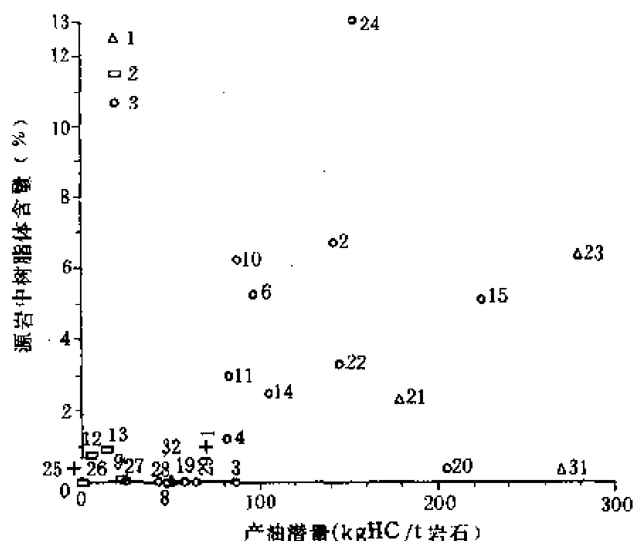


图 8-5　烃源岩中树脂体含量与产油潜量的相关图

1—3. 同图 8-2

烃的成烃母质。鉴于在树脂体含量达到5%以上时总烃含量骤增，这个临界值也是加拿大马更些三角洲未成熟煤成烃烃源岩树脂体含量的下限值，因此，可以考虑将烃源岩树脂体含量5%作为这种树脂成因未成熟烃有效烃源岩的下限值。从图 8-3 上看，在此下限值以上，样品镜质组反射率的下限值为 0.24—0.35%，由此可以判断树脂体的成烃过程大概开始于煤化作用或成岩作用的早期。

第三、如前所述，第三系煤系地层的未成熟样品可溶烃量 $S_1$ 甚低，产油潜量主要由热解烃 $S_2$ 所构成。根据 Rock-eval 热解分析实测的热解烃量 $S_2$ 和产油潜量 $Pg$ 值，实际上是模拟这些未成熟煤系样品的进一步熟化过程。图 8-4"腐泥组＋壳质组"含量与产油潜量的良好线性正相关关系，正表明这些富氢组分在"未来的"成熟过程中，通过干酪根热降解作用，对产油潜量将作出的贡献。该图中，过原点的线性相关，可能表明腐泥组或（和）壳质组组分将是"未来"成烃作用中唯一的或主要的成烃母质。

第四、树脂体含量与产油潜量间较为离散的统计关系，表明在热解过程（即"未来"成熟过程）中，树脂体对干酪根热降解产物的贡献不突出。这一认识与国内外的树脂体模拟实验结果不谋而合（贾蓉芬等，1987；Lewan and Williams，1987)，即树脂体的热模拟实验产物主要为萘和茚等低环数的液态产物和大量气体，而这些低环数芳烃并非世界各地原油的主要成分。因此，树脂体的成烃意义，主要表现于未成熟阶段形成液态烃，在进入成熟阶段后主要产生气态烃，但是此时树脂体的产烃潜力已为其它富氢组分所"掩盖"。

第五、图 8-3 中，沿横坐标轴还有一系列样品点（例如，No. 1 龙陵泥炭、No. 3 天台褐煤、No. 20 石鼓褐煤、No. 30、31 抚顺长焰煤和腐泥煤)，具有极低的树脂体含量和2 000 ppm 以上的总烃含量，因而偏离树脂体与总烃的相关曲线。据有机岩石学与生物标志物研究，泥炭化或腐泥化过程中，细菌对高等或低等植物的新陈代谢和降解作用可能形成烃类（前者如龙陵泥炭和天台褐煤，后者如抚顺腐泥煤)；此外，抚顺长焰煤和石鼓褐煤

中的壳屑体中，也可能包含有细小的显微镜下无法分辨的树脂体。

除了上述树脂体成烃的依据外，镜下也多见树脂体成烃和排烃、运移的直观迹象。百色褐煤中可见较发育的各种产状的渗出沥青体是一个重要的次生显微组分。最典型的产状是渗出沥青体直接从母体树脂体向外呈放射状产出（图版Ⅱ-1、Ⅶ-9），树脂体母体呈黄色荧光、最大荧光光谱峰波长 $\lambda_{max}$ 值为 560nm，与之相连的渗出沥青体则显橙黄色荧光。$\lambda_{max}$ 值为 595nm，较之树脂体母体“红移”35nm（图 2-5），说明树脂体成烃、新生烃类渗出母体后，轻质饱和烃或低环数芳烃已进一步运移出去，在母体外围残留富集重质馏分，构成渗出沥青体。此外，还发现很多不具树脂体母体的渗出沥青体，直接填充在腐殖体的内生裂隙中，有的填充在数毫米长的微裂隙中（图版Ⅶ-8）；甚至在一种木质褐煤样品（No. 8 见表 8-1 至 8-3）制片过程中，从新鲜切面上，肉眼可观察到微细油珠的连续渗出；另一样品的光片中，见腐殖组的次生裂缝中有油珠渗出（图版Ⅲ-4，Ⅶ-7）。显然，形成渗出沥青体和油珠的烃类，与树脂体内的原生烃类密切相关，并且是树脂体生烃和发生初次运移的有力证据。

## 第四节　生物标志物组合与生源构成

树脂体对未成熟煤成烃的贡献，也体现在烃源岩可溶组分和煤成油的化学组成上，加拿大马更些三角洲煤系烃源岩抽提物和部分原油的饱和烃馏分中，不仅具有高姥植比（可达 7.4）的类异戊二烯烃和高 *OEP* 值（可达 10.99）的 $C_{22}$—$C_{35}$ 长链正烷烃，而且也显示出较丰富的二萜类树脂化合物，如异海松烷、降海松烷和西蒙内莉烯（图 8-6a 左、中图）。随着埋深与成熟度增加，烃类进一步熟化，饱和烃馏分中二萜类优势可能消失（图 8-6a 右图）。

黄县褐煤与马更些烃源岩之间，不仅在树脂体的含量上，而且在饱和烃馏分的烃类组成特征上均十分相似（表 8-5）。如表 8-3 中，No. 24 黄县褐煤的树脂体含量高达 13%，接近于马更些烃源岩树脂体含量的上限（15%）；其饱和烃馏分也富含典型树脂生源化合物，以具有与马更些烃源岩相同的异海松烷绝对优势为特征（图 8-6a 和 b，表 8-4 中的 15 号峰），仅此单个化合物的含量即高达全馏分的 75.5%，其次还有松香烷（17 号峰）、脱氢松香烷（18 号峰）、降海松烷（12 号峰）和西蒙内莉烯（19 号峰）。因而黄县褐煤与马更些烃源岩相比较，其饱和烃馏分的树脂成因烃类优势甚至更为突出。这表明，在我国第三系煤系中，诸如黄县褐煤这样的未成熟烃源岩，也具与“马更些”型油气资源相似的生源母质与成烃条件。

然而，特别耐人寻味的是，如果将黄县褐煤全样与从中单独挑选的琥珀加以对比研究，就会发现琥珀饱和烃馏分中，树脂生源二萜类具有明显的部分芳构化作用，其中以脱氢松香烷（图 8-6c 和表 8-4 中的 18 号峰）为主，西蒙内莉烯（19 号峰）、18-及 19-降松香-8，11，13-三烯（16 和 13 号峰）次之，所有这些部分芳构化的二萜类含量明显超过饱和的异海松烷（15 号峰）。就这个黄县褐煤而论，以琥珀为代表的树脂体，无疑就是全样中树脂二萜类的生烃原始母质。可是，以海松烷为代表的饱和二萜烷大量富集于全样中，而琥珀中保留的二萜类却明显具有不同程度的芳构化。这种现象完全可以由烃类的运移效应来解释，正如图 8-6 和表 8-4 所示，在气相色谱分析过程中，富氢的饱和环烷

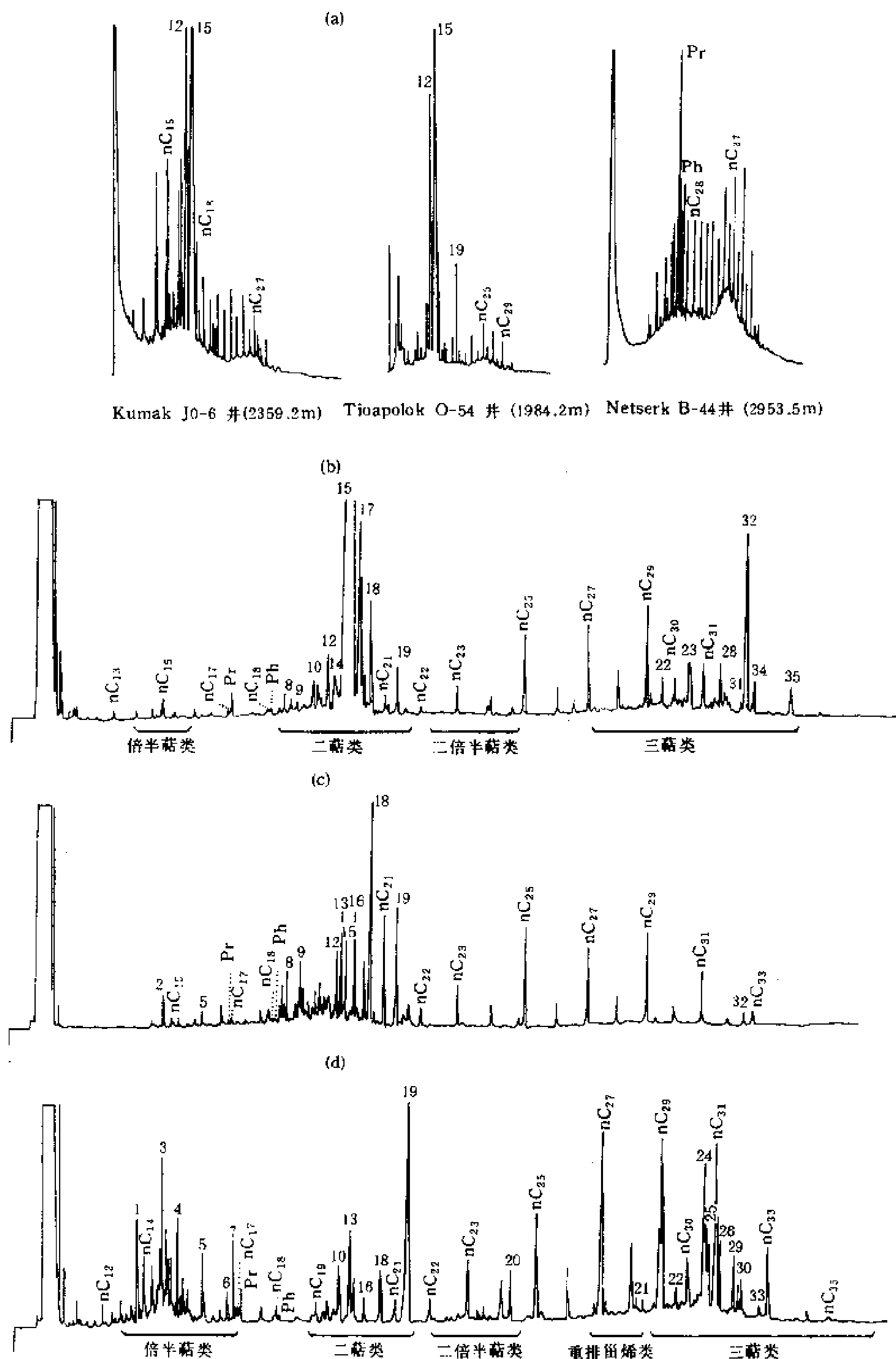



图 8-6 饱和烃气相色谱图

(a) 马更些烃源岩（据 Snowdon，1978，1980）；(b) 黄县含琥珀褐煤（No. 24 样）；(c) 黄县琥珀（No. 24 样中手选样品）；(d) 百色褐煤（No. 11 样）。$nC_i$（i=12—35）正烷烃；Pr. 姥鲛烷；Ph. 植烷；所有化合物据色谱-质谱分析结果鉴定，编号同于表 8-4

表 8-4　黄县和百色褐煤饱和烃馏分中检出的主要化合物[*1]

| 峰号[*2] | 化合物名称 | 分子式 | 分子量 | 质谱基峰 | 结构[*3] | 鉴定依据[*4] |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 紫罗烯 | $C_{13}H_{18}$ | 174 | 159 | | Achari 等,1973 |
| 2 | 倍半萜烯 | $C_{14}H_{20}$ | 188 | 173 | | 质谱解释 |
| 3 | 倍半萜烯 | $C_{15}H_{22}$ | 202 | 191 | | Gallegos,1981 |
| 4 | 花侧柏烯 | $C_{15}H_{22}$ | 202 | 132 | | Grantham 和 Douglas,1980 |
| 5 | 5,6,7,8-四氢卡达烯 | $C_{15}H_{22}$ | 202 | 187 | | Simoneit 和 Mazurek,1982 |
| 6 | 去氢白菖烯 | $C_{15}H_{22}$ | 202 | 159 | | Simoneit 和 Mazurek,1982 |
| 7 | 卡达烯 | $C_{15}H_{18}$ | 198 | 183 | | 标样共注 |
| 8 | 16,17,19-三降海松-8,11,13-三烯 | $C_{17}H_{24}$ | 228 | 131 | Ⅹ₂ | 质谱解释 |
| 9 | 16,17,18-三降海松-8,11,13-三烯 | $C_{17}H_{24}$ | 228 | 131 | Ⅹ₁ | 质谱解释 |
| 10 | 降海松烷 | $C_{19}H_{34}$ | 262 | 233 | Ⅱ | Chaffee,1983 |
| 11 | 17,19-二降海松-8,11,13-三烯 | $C_{18}H_{26}$ | 242 | 227 | | 质谱解释 |
| 12 | 降海松烷 | $C_{19}H_{34}$ | 262 | 233 | Ⅱ | Chaffee,1983 |
| 13 | 19-降松香-8,11,13-三烯 | $C_{19}H_{28}$ | 256 | 159 | Ⅸ₂ | 标样共注 |
| | 朽松木烷 | $C_{19}H_{34}$ | 262 | 109 | Ⅳ | |
| 14 | 海松烷 | $C_{20}H_{36}$ | 276 | 163 | Ⅰ | 质谱解释 |
| 15 | 异海松烷(山达海松烷) | $C_{20}H_{36}$ | 276 | 247 | Ⅰ | Snowdon,1978 |
| 16 | 18-降松香-8,11,13-三烯 | $C_{19}H_{28}$ | 256 | 241 | Ⅸ₁ | 标样共注 |
| 17 | 松香烷 | $C_{20}H_{36}$ | 276 | 163 | Ⅰ | Chaffee,1983 |
| 18 | 脱氢松香烷 | $C_{20}H_{30}$ | 270 | 255 | Ⅵ | 标样共注 |
| 19 | 西蒙内莉烯 | $C_{19}H_{24}$ | 252 | 237 | Ⅻ | 标样共注 |
| 20 | 脱 A-羽扇烷 | $C_{24}H_{42}$ | 330 | 123 | | Schmitter 等,1981 |
| 21 | $C_{29}$重排甾烯 | $C_{29}H_{50}$ | 398 | 257 | | Chaffee(见 Philp,1985) |
| 22 | 17β(H)-22,29,30-三降藿烷 | $C_{27}H_{46}$ | 370 | 149 | | Philp,1985 |
| 23 | $C_{29}$17α(H),21β(H)-降藿烷 | $C_{29}H_{50}$ | 398 | 191 | | Philp,1985 |
| 24 | 30-降新藿-13(18)-烯 | $C_{29}H_{48}$ | 396 | 191 | | Wardroper,1979 |
| | 奥利-13(18)-烯 | $C_{30}H_{50}$ | 410 | 205 | | Budzikiewicz 等,1963 |
| 25 | 奥利-12-烯 | $C_{30}H_{50}$ | 410 | 218 | | Karliner 和 Djerassi,1966 |
| 26 | 藿-17(21)-烯 | $C_{30}H_{50}$ | 410 | 367 | | Kimble,1972 |
| 27 | 乌散-12-烯 | $C_{30}H_{50}$ | 410 | 218 | | Karliner 和 Djerassi,1966 |
| 28 | $C_{30}$17α(H),21β(H)-藿烷 | $C_{30}H_{52}$ | 412 | 191 | | Philp,1985 |
| 29 | 羽扇-20(29)-烯 | $C_{30}H_{50}$ | 410 | 191 | | 标样共注 |
| 30 | $C_{29}$17β(H),21β(H)-降藿烷 | $C_{29}H_{50}$ | 398 | 177 | | Philp,1985 |
| 31 | $C_{31}$17α(H),21β(H)-升藿烷 22S | $C_{31}H_{54}$ | 426 | 191 | | Philp,1985 |
| 32 | $C_{31}$17α(H),21β(H)-升藿烷 22R | $C_{31}H_{54}$ | 426 | 191 | | Philp,1985 |
| 33 | $C_{30}$17β(H),21β(H)-藿烷 | $C_{30}H_{52}$ | 412 | 191 | | Philp,1985 |
| 34 | $C_{31}$三萜烯 | $C_{31}H_{52}$ | 424 | 191 | | 质谱解释 |
| 35 | $C_{31}$17β(H),21β(H)-升藿烷 | $C_{31}H_{54}$ | 426 | 205 | | Philp,1985 |

[*1]本表综合黄县和百色褐煤(No. 24 和 No. 11)样品中检测出来的化合物成分,两个地区样品和化合物成分与含量的差别见图 8-6b 和 d。

[*2]本表峰号与图 8-6 气相色谱谱图的峰号一致。

[*3]结构式参见图 8-7。

[*4]所有化合物均由色谱-质谱分析鉴定所确认。

表 8-5 烃源岩饱和烃馏分主要烃组成对比

| 样品 | 正烷烃分布 | | | 类异戊二烯烃分布 | | | 主要的二萜类树脂化合物（按丰度为序） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 主峰碳数 | 碳数范围 | *OEP* | Pr/Ph | $Pr/n\text{-}C_{17}$ | $Pr/n\text{-}C_{18}$ | |
| 马更些泥岩 | $C_{15}$，$C_{29}$ | $C_{12}$—$C_{35}$ | 1.2—6.5 | 1.8—7.5 | — | 1.3 | 异海松烷、降海松烷、西蒙内莉烯 |
| 黄县含琥珀褐煤（№.24） | $C_{15}$，$C_{26}$ | $C_{13}$—$C_{35}$ | 2.28 | 1.1 | 3.4 | 1.8 | 异海松烷、松香烷、脱氢松香烷、降海松烷、西蒙内莉烯 |
| 百色褐煤（№.11） | $C_{16}$，$C_{27}$ | $C_{12}$—$C_{35}$ | 1.4 | 3.1 | 3.1 | 1.1 | 西蒙内莉烯、朽松木烷、19-降松香-8，11，13-三烯、降海松烷、脱氢松香烷 |

烃显然要比同碳数（甚至低碳数）的芳构化环烷烃更优先通过色谱柱，这就是色谱效应；同理，在烃类初次运移中，由于地层岩性色谱效应，异海松烷显然要比单芳的脱氢松香烷和二芳的西蒙内莉烯，更易于运移和释放，从而导致琥珀中残留部分芳构化的二萜类，而除琥珀之外的全样中反而大量富集二萜烷。黄县褐煤中，二萜类分布的分异现象，也是树脂体成烃和烃类初次运移的一个明确的证据。

此外，无论黄县褐煤全样，还是其琥珀中，饱和烃馏分均含有相当数量具有$C_{25}$、$C_{27}$、$C_{25}$奇碳数优势的长链正烷烃同系列（图 8-6），这种长链正烷烃是高等植物蜡质的生源产物。事实上，树脂体的生源母质并非仅限于树脂，据报道，蜡质、香脂、玷巴胶、胶浆、油脂等均可形成树脂体，以致文献中将由萜类（如二萜类和倍半萜类）为主的树脂体称为萜烯树脂体（terpene resinite），而将富含长链正烷烃的树脂体称为蜡树脂体（wax，resinite）或"蜡质体"（"cerinite"）。黄县褐煤的琥珀中，饱和烃馏分以树脂生源的二萜类与倍半萜类为主，占全馏分的 69.5%，其次为蜡质生源的$C_{22}$+长链正烷烃类，含量也达到 15.1%，从而表明树脂和蜡质成分是构成黄县褐煤树脂体的两种重要的生源构成（图 8-6c）。黄县树脂体的生源构成特征，在黄县褐煤全样饱和烃馏分中也有相同的反映（图 8-6b），并且与马更些烃源岩是一致的（图 8-6a）。

百色褐煤（No. 11 见表 8-1）的饱和烃馏分中，树脂成因的二萜类与倍半萜类也呈现出明显的部分芳构化现象，以双芳的西蒙内莉烯（图 8-6d 和表 8-4 中的 19 号峰）含量最高，可达 8.5%，并含较丰富的朽松木烷与 19-降松香-8，11，13-三烯（13 号共溢出峰）以及卡达烯（7 号峰）等。显然，从图 8-6 可见，百色褐煤饱和烃的树脂生源二萜类丰度要比蜡质生源长链正烷烃低，也远不如黄县褐煤饱和烃馏分。

众所周知，裸子植物树脂中的海松酸和松香酸是所有上述二萜类化合物的前身物。图 8-7 归纳了在早期成岩作用中，树脂酸类在还原与弱氧化环境条件下形成的不同二萜类生物标志物演化产物系列。

由于树脂二萜类的芳构化作用结果，二萜类在煤系烃源岩的芳烃馏分中，也必然占有一定的比例。芳烃馏分中的树脂化合物，主要是芳构化的二萜类（如西蒙内莉烯和惹烯）和倍半萜类（如卡达烯和去氢白菖烯）。黄县含琥珀褐煤（No. 24）芳烃馏分以四环至五环的芳构化三萜烷（如奥利烷、乌散烷和羽扇烷等）为主，标志着高等植物的生源

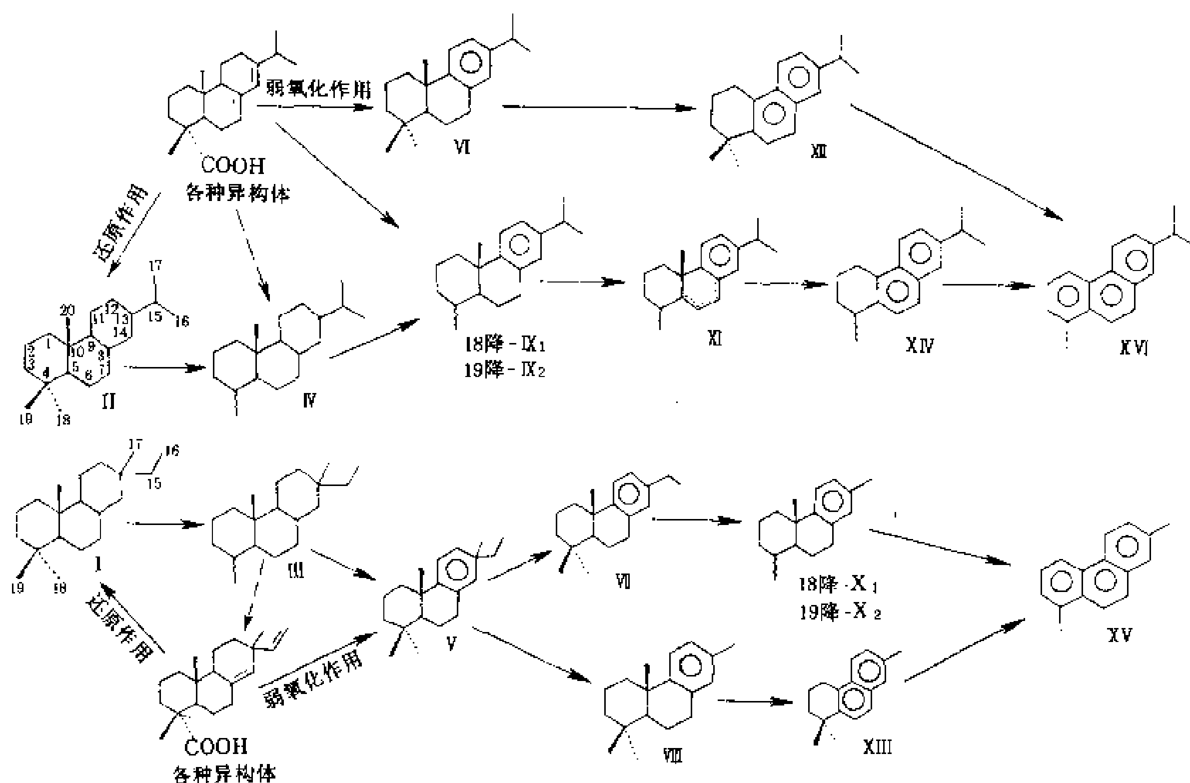



图 8-7 树脂酸的成岩作用演化产物系列

输入，而树脂二萜类仅占次要成分，其中西蒙内莉烯含量高于惹烯；相形之下，百色褐煤（No. 11）芳烃馏分中树脂二萜类占绝对优势，仅惹烯、西蒙内莉烯和卡达烯三个化合物，即占全馏分的 60%，而且，惹烯含量超过西蒙内莉烯的 1.2 倍以上（图 8-8、表 8-6）。因此，无论饱和烃还是芳烃馏分，百色褐煤中树脂生物标志物的芳构化程度，均明显高于黄县褐煤。

根据色谱-质谱分析鉴定，在对煤系烃源岩饱和烃和芳烃馏分的化合物逐一确认的基础上，归纳出了每种烃源岩的生物标志物组合。参照每类生物标志物的生源意义（参见表 3-2），可以计算出每个烃源岩样品的生源构成。图 8-9 是黄县和百色两地褐煤的饱和烃与芳烃馏分中，生物标志物组合的直方图及其生源构成的百分比图。显然，作为腐殖煤，无论黄县含琥珀褐煤（No. 24），还是百色褐煤（No. 11），其饱和烃或芳烃馏分的大部分成分（68.9—91.6%）来自高等植物（包括树脂植物）生源输入；细菌或水生生物（菌藻类）的贡献均不足 10%。值得注意的是树脂生源的二萜类的分布，黄县含琥珀褐煤中，树脂二萜类是饱和烃馏分的主要成分（占 83.5%），以饱和的异海松烷占绝对优势（图 8-6b）；而在芳烃馏分中，树脂二萜类只是次要成分（占 29.8%），以不完全芳构化的西蒙内莉烯最为丰富。与之恰好相反的百色褐煤中，树脂二萜类作为次要成分，仅占饱和烃馏分的 24.0%（以西蒙内莉烯为主），却占芳烃馏分的 67.3%（以完全芳构化的惹烯含量最高）。由此可见，百色褐煤的树脂化合物芳构化程度远超过黄县褐煤。这种生源构成与烃类演化特点具有如下地质意义：

（1）由于二萜类的芳构化通常始于生物化学作用和早期成岩作用阶段，因此，黄县

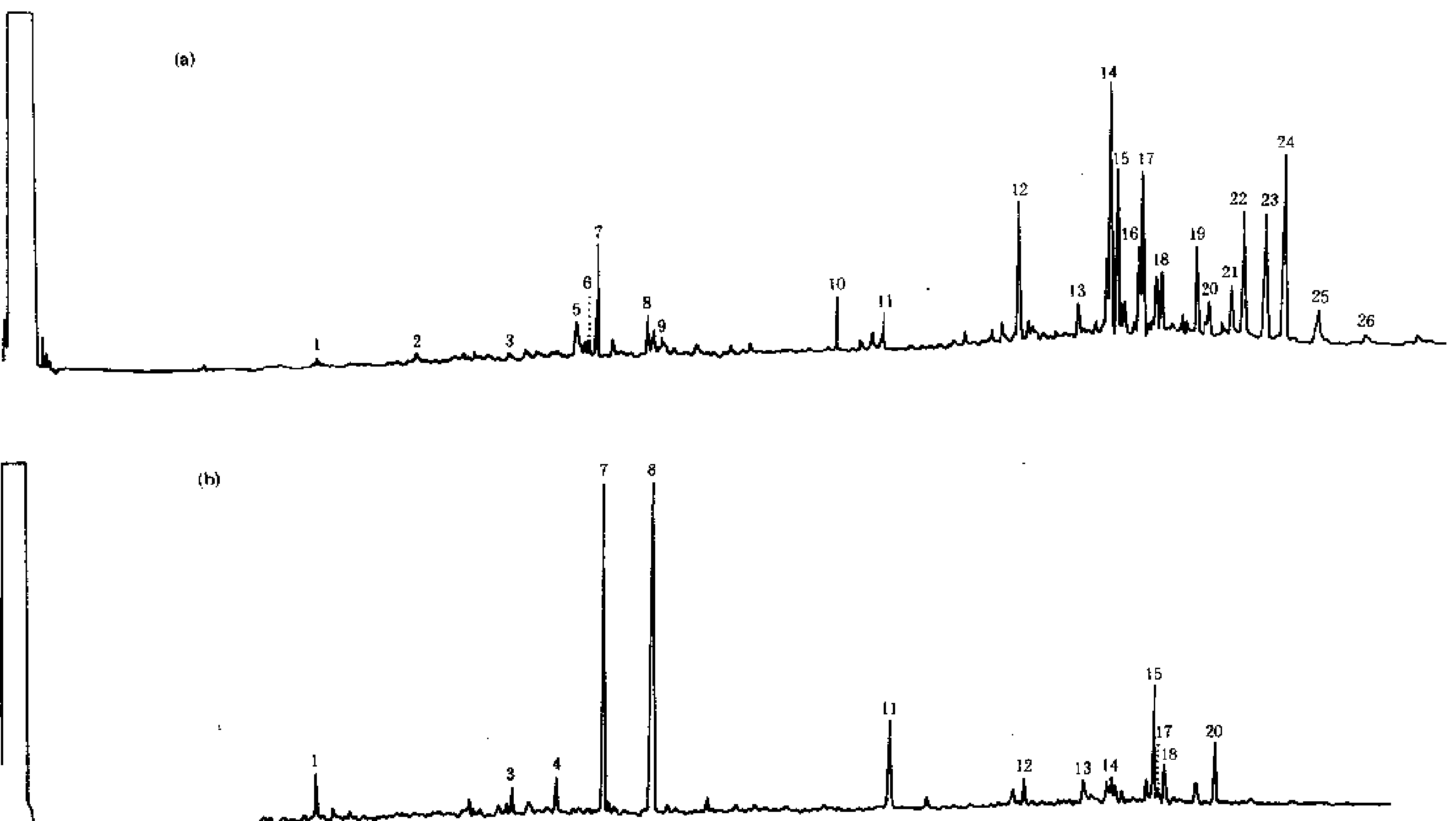


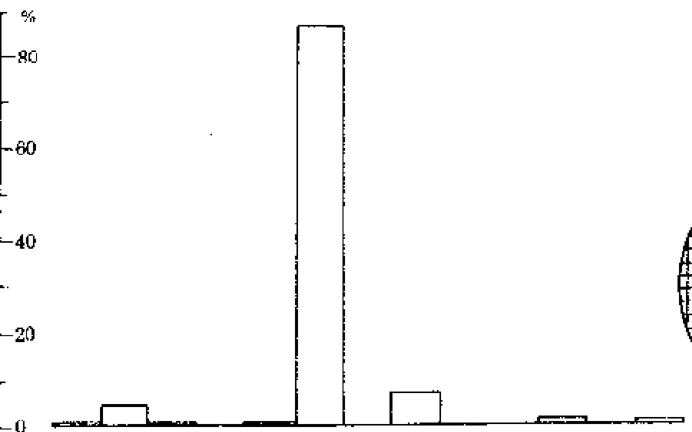

图 8-8 芳烃馏分气相色谱图

（a）黄县含琥珀褐煤（No. 24 样）；（b）百色褐煤（No. 11 样）。

所有化合物据色谱-质谱分析结果鉴定，编号同表 8-6

生物标志物组合

生源构成

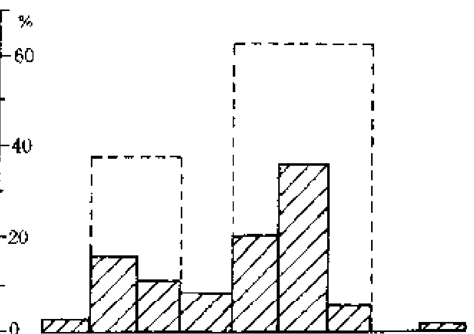



(a) 黄县褐煤饱和烃馏分

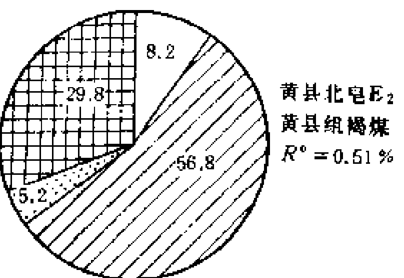


生物标志物组合

生源构成



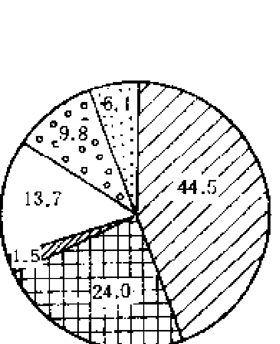

(b) 黄县褐煤芳烃馏分

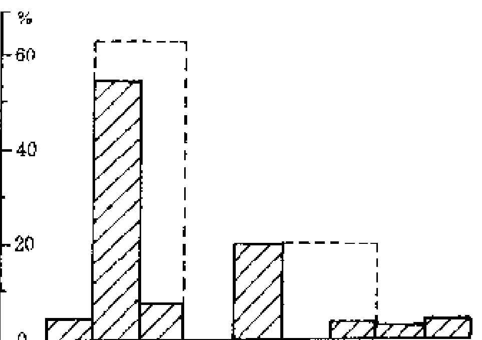






(c) 百色褐煤饱和烃馏分




(d) 百色褐煤芳烃馏分

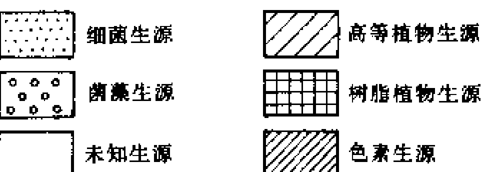



图 8-9　两种褐煤可溶组分的生物标志物组合与生源构成

(a) 和 (c)：饱和烃馏分。1. 正烷烃类：1A. ≤n-$C_{22}$，1B. >n-$C_{22}$；2. 类异戊二烯烃类；3. 异构、反异构、支链烷烃类；4. 倍半萜类；5. 二萜类；6. 二倍半萜类；7. 三萜类；8. 三环萜烷与四环萜烷类；9. 烷基环已烷类；10. 烷基苯类；11. 甾类；12. 未知物 (b) 和 (d)：芳烃馏分。1. 芳构化倍半萜类；2. 芳构化二萜类；2A. 树脂生源，2B. 可能树脂生源；3. 芳构化二倍半萜类；4. 芳构化三萜类；4A. 高等植物生源，4B. 可能高等植物生源，4C. 细菌生源；5. 未知生源多环芳烃；6. 未知物

煤系的沉积-成岩作用环境，要比百色煤系还原性更强，更利于煤成烃；

（2）鉴于国外已发现的未成熟树脂成因煤成烃多为环烷基或芳香基凝析油、轻质油和原油，像黄县这样的煤系可能生成以环烷基为主的煤成油（相似于马更些三角洲的原油）；而类似百色这样的煤系，可能产生以芳香基为主的煤成油，或芳香-环烷基煤成油。

表 8-6　黄县和百色褐煤芳烃馏分中检出的主要化合物[*1]

| 峰号[*2] | 化合物名称 | 分子式 | 分子量 | 质谱基峰 | 结构[*3] | 鉴定依据[*4] |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 卡达烯 | $C_{15}H_{28}$ | 198 | 183 | | 标样共注 |
| 2 | 14-甲基罗汉松-5，7，9-三烯 | $C_{17}H_{24}$ | 228 | 213 | | 质谱解释 |
| 3 | 降松香四烯 | $C_{19}H_{26}$ | 254 | 239 | XI | 质谱解释 |
| 4 | 降西蒙内莉烯 | $C_{18}H_{22}$ | 238 | 223 | XIV | 质谱解释 |
| 5 | 降西蒙内莉烯 | $C_{18}H_{22}$ | 238 | 223 | | 质谱解释 |
| 6 | 17-降惹烯 | $C_{17}H_{16}$ | 220 | 220 | | 质谱解释 |
| 7 | 西蒙内莉烯 | $C_{19}H_{24}$ | 252 | 237 | XI | 标样共注 |
| 8 | 惹烯 | $C_{18}H_{18}$ | 234 | 219 | | 标样共注 |
| 9 | 20-升松香烷 | $C_{21}H_{32}$ | 284 | 269 | | 质谱解释 |
| 10 | 未知物 | $C_{22}H_{28}$ | 292 | 149 | | |
| 11 | 3，3，7-三甲基-1，2，3，4-四氢化萉 | $C_{21}H_{22}$ | 274 | 218 | | 质谱解释 |
| 12 | 三芳-8，14-断奥利烷 | $C_{27}H_{32}$ | 356 | 169 | | 质谱解释 |
| 13 | 五环三萜四烯 | $C_{28}H_{40}$ | 376 | 145 | | 质谱解释 |
| 14 | 单芳五环三萜烷 | $C_{28}H_{42}$ | 378 | 145 | | 质谱解释 |
| 15 | 三芳乌散烷 | $C_{26}H_{30}$ | 342 | 257 | | 质谱解释 |
| 16 | 三芳乌散烷 | $C_{26}H_{30}$ | 342 | 342 | | 质谱解释 |
| 17 | 三芳乌散烷 | $C_{26}H_{30}$ | 342 | 257 | | 质谱解释 |
| 18 | 三芳奥利烷 | $C_{26}H_{30}$ | 342 | 342 | | 质谱解释 |
| 19 | 未知物 | $C_{29}H_{44}$ | 392 | 145 | | |
| 20 | 四芳羽扇烷 | $C_{25}H_{24}$ | 324 | 281 | | 质谱解释 |
| 21 | 四芳奥利烷 | $C_{25}H_{24}$ | 324 | 324 | | |
| 22 | 未知物 | $C_{25}H_{24}$ | 324 | | | |
| 23 | 未知物 | $C_{25}H_{20}$ | 320 | 320 | | |
| 24 | 四芳五环三萜烯 | $C_{25}H_{22}$ | 322 | 322 | | 质谱解释 |
| 25 | $C_{32}$苯并藿烷 | $C_{32}H_{48}$ | 432 | 191 | | 质谱解释 |
| 26 | $C_{33}$苯并藿烷 | $C_{33}H_{50}$ | 446 | 191 | | 质谱解释 |

[*1]本表综合黄县和百色褐煤（No. 24 和 No. 11）样品中检测出来的化合物成分，两个地区样品的化合物成分与含量的差别见图 8-8。

[*2]本表峰号与图 8-8 气相色谱谱图的峰号一致。

[*3]结构式参见图 8-7。

[*4]所有化合物均由色谱-质谱分析鉴定所确认。

## 第五节　树脂成因未成熟煤成烃的勘探前景

在加拿大马更些三角洲，相当规模储量的树脂成因未成熟煤成烃资源的发现，证明干酪根晚期成油理论并非唯一的成烃模式，从此，在国际上人们提出了有关寻找这种“未成熟”油气的新理论，开辟了找油的新领域。目前除了很多加拿大的沉积盆地以外，新西兰的渐新统、尼日利亚博尔诺中新统、南阿拉斯加中新统，以及地中海东南海岸平

原上第三系沉积中，均发现了这种“未成熟”凝析油和(或)天然气。

根据有机地球化学和有机岩石学研究结果，我国第三系煤系地层不乏富含树脂体者，已证实其中确有相似于加拿大马更些三角洲白垩-第三系烃源岩的“未成熟”煤成烃烃源岩，这些烃源岩具有相当的成烃潜力和条件，完全可能在我国找到树脂成因的“未成熟”煤成烃资源。

据不完全统计，我国陆上的第三系含煤盆地总数约为80个以上，主要分布于东北地区，太行山以东的华北地区、东南沿海地区，滇黔桂地区和西藏。根据对其中12个盆地的抽样调查，内有5个盆地的煤系样品超过马更些三角洲烃源岩树脂体含量5%的下限标准。如前文所述，百色盆地渐新统百岗组和黄县盆地始新统黄县组煤系地层的树脂体含量可高达8—14%，烃源岩可溶组分中树脂成因二萜类也甚为丰富，分别可占抽提物总量的7.2%和21.6%，占源岩重量百分比的0.55%和0.34%，而且其镜质组反射率$R^o$只有0.37%和0.41%，完全具备寻找“未成熟”煤成烃的条件。地质文献中也一再报道，百色盆地存在着低成熟和未成熟原油。黄县盆地西连莱州湾，北通渤海，我们采样的煤矿距海岸线仅2km，毗邻的海域位于郯庐大断裂以东，属于渤海湾勘探程度较低的地区。此外，众多的第三系煤盆地中，有的含煤盆地同时也是生油拗陷（如辽东和辽西拗陷），但以往对其含煤的边缘相带研究程度甚低；有的煤盆地已列入勘探前期评价的项目之中，第三系含煤地层也列入评价研究范畴（如广西南宁、合浦等盆地）；或者有的煤盆地虽然列入勘探前期评价项目，但是对其第三系含煤地层尚未予以考虑（如云南楚雄等盆地）。所有上述第三系含煤沉积都有可能寻找未成熟煤成烃。

此外，令人感兴趣的寻找树脂成因未成熟煤成烃资源的地区，应该是我国近海海域。南海莺歌海-琼东南盆地第三系崖城组煤系及梅山组泥岩和崖13-1气田的凝析油中，均检测出一系列杜松烷型的三萜烷树脂生源化合物，证明崖13-1气田的油气属于树脂生源煤成烃（李可为和潘贤庄，1990；王铁冠，1990），从而为该地区凝析油成因与油-岩对比提供了可靠的依据。迄今为止，这种杜松烷型三萜烷仅发现于东南亚地区（包括印尼、文莱、中国南海和孟加拉国等地）的烃源岩中（Grantham et al.，1983；van Aarssen and Pearson，1990；van Aarssen et al.，1990）。Grantham等（1983）用文莱的“化石树脂”（树脂体）加热后得到了杜松烷型化合物。Cox等（1986）和van Aarssen等（1990）分别用核磁共振等技术确定了其中两个主要化合物为反式-反式-反式-双杜松烷和顺式-顺式-顺式-双杜松烷结构，并提出这类化合物是由倍半萜类杜松烷的前身物经二聚作用的产物。van Aarssen等（1990）指出，至今未成熟树脂中未发现双杜松烷的任何前身物，双杜松烷是龙脑香科（Dipterocarpaceae）热带被子植物达玛树脂的组分聚杜松烯，在成熟过程中释放出来的二聚杜松烯环化产物。因此，崖13-1气田凝析油和天然气属于树脂成因的煤成烃，但是其成熟度稍高。然而据研究，裸子植物树脂以二萜烯酸为主，一般不含三萜类化合物（Simoneit等，1987），而某些被子植物树脂却具有三萜类成分（Langenheim，1969）。崖13-1气田凝析油及其杜松烷型标志物与被子植物树脂的关系，也还值得深入研究。此外，东海与珠江口盆地也有第三系煤系发育，一些煤系样品中也检测出了裸子植物树脂成因的生物标志物，这些海域中，很有希望发现“未成熟”树脂成因煤成烃。

# 第九章　侏罗系煤成烃研究——以吐哈盆地为例

吐鲁番-哈密盆地是我国西部主要含油气盆地之一，位于新疆东部，即东经87°30′—94°30′，北纬42°00′—43°30′范围，总面积约4.8万$km^2$。自1954年进行油气勘探以来，先后在七克台和胜金口等地发现了一些埋深较浅的小油田。“七五”期间，在石油天然气总公司“加速发展西部”战略决策下，1988年10月，我国第一口以复合油气勘探为主要战略目标的科学探索井——台参1井，在3 000m以下的中、下侏罗统多段储集层位中发现油气显示并喜获35$m^3$/日工业油流，从而打开了吐哈盆地油气勘探的新局面。90年代以来，相继在台北凹陷“弧形带”的鄯善构造、丘陵构造获得亿吨级以上的地质储量。尤其重要的是，在“弧形带”的温吉桑、温西、丘东和柯克亚等构造均相继钻获高产油气流，从而进一步证实“弧形带”是台北凹陷的油气富集带。在“弧形带”获得突破性进展的同时，在盆地西部的托克逊凹陷和东部的哈密拗陷三叠系地层中均获工业性油气流和油气显示。勘探实践已经证明吐哈盆地是我国西北地区含油气十分丰富的盆地之一。

长期以来，吐哈盆地的油气勘探未能获得重大突破的原因之一，就是石油地质学家从传统的观念出发，认为“西北侏罗煤系生成油气潜力不大”。因此，“七五”期间再上吐哈是以复合油气勘探为主攻目标。即是侏罗、三叠和二叠同时兼探。吐哈盆地虽然在台北凹陷的“弧形带”获得重大突破，发现了亿吨级以上的储油构造。但是，一个长期困惑人们思想的问题依然存在，那就是台北凹陷“弧形带”所获丰富的油气的源岩来自哪一层系？吐哈盆地三套可能源岩的油气生成条件如何？以及各层系生油中心的分布、油气生成和运移时期、运移方向等问题便成了吐哈盆地进一步勘探首先要回答的问题。

## 第一节　地质简况及生烃条件

吐哈盆地北部是博格达褶皱带，南部是觉罗塔格褶皱带，东北缘是麦钦乌拉褶皱带，它们分属不同构造单元，发展历史也各不相同，因此，对盆地内部沉积条件，生、储组合都有较大影响。觉罗塔格褶皱带是塔里木板块与准吐板块碰撞形成的弧前增生冲断地体，于中石炭世末回返，是盆地后续盖层的主要物源区。克拉美丽-麦钦乌拉褶皱带是准吐板块与西伯利亚板块碰撞于石炭纪末期褶皱回返而形成的一个构造带。博格达褶皱带是晚古生代强烈发育的一个陆间裂谷带，中侏罗世后才最终褶皱回返，在此之前仍接受了一定的盖层沉积。准噶尔与吐哈曾是一个连通的大型盆地，由于后期博格达山的隆起才使其分割（见图9-1）。

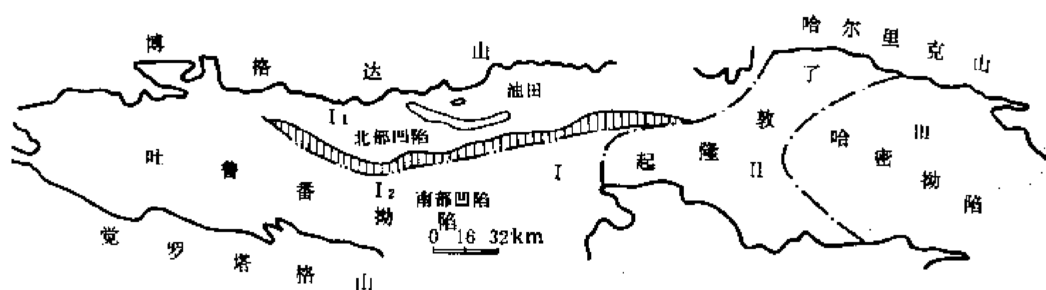



图 9-1 吐哈盆地构造分区

## 一、吐哈盆地存在二叠、三叠和侏罗系三大套源岩层系

根据目前在台北凹陷、托克逊凹陷和哈密拗陷进行油气勘探所获地震、钻井等地下资料以及对二堂沟、赵璧山、桃树园、大南湖和巴里坤等地面部面所进行的地质地球化学研究工作，现将本区三套源岩层系的时空展布及生油条件详述如下。

### 1. 三套源岩层系的时空展布

根据钻井资料所获不同层系和不同地区砂、泥岩比例，通过单井密集取样确定生油指标下限值，再结合区域地球物理测线资料，全区共编制了二叠系、三叠系、下侏罗统八道湾组（$J_1b$）、三工河组（$J_1s$）、中侏罗统西山窑组（$J_2x$）、三间房组（$J_2s$）和七克台组（$J_2q$）共七层暗色泥岩等厚图，全区各层暗色泥岩最大叠合面积 42 390km²，累计平均厚度 873.9m（见表 9-1）。全区以二叠系分布面积最广（36 403km²），以侏罗系沉积厚度最大，平均累计暗色泥岩厚度 565.9m。

值得注意的是，根据钻井及地面煤矿资料推算，我们编制了吐鲁番拗陷 $J_2x$—$J_1b$ 煤层厚度图，测得煤层最大分布面积达 17 965km²，煤层累计最大厚度 150m，平均厚度 55.1m。

表 9-1 吐哈盆地二叠系、三叠系和侏罗系暗色泥岩分布资料表

| 层位 | 分布面积 (km²) | 平均厚度 (m) | 最大厚度 (m) | 备注 |
|---|---|---|---|---|
| $J_2q$ | 7 735 | 96.4 | 200 | 全区最大叠加面积 42 390km² |
| $J_2s$ | 11 582 | 78.9 | 200 | |
| $J_2x$ | 16 971 | 81.1 | 150 | |
| $J_1s$ | 23 263 | 86.3 | 150 | |
| $J_1b$ | 22 831 | 216.2 | 300 | |
| T | 31 296 | 126.8 | 530 | |
| $P_2$ | 36 403 | 181.2 | 350 | |

## 2. 侏罗系的岩性岩相

侏罗煤系是吐哈盆地分布最广的一套地层，台北凹陷厚达近 5000m，是本书研究重点，属拗陷式沉积，与上覆白垩系呈不整合接触。主要为河、湖、三角洲相沉积，以砂泥岩和煤层间互，夹砾石沉积。煤层主要分布于早侏罗世八道湾组，最大累计厚度达 150m。现将侏罗系地层简述如下（图 9-2）：

八道湾组：上部为深灰色泥岩、碳质泥岩、浅灰色厚层状砂岩及粉砂岩互层夹多层煤层，煤层一般厚 1—2m，最厚达 4m；中下部以浅灰色中粗砂岩、含砾砂岩和粉砂岩为主，间夹灰黑色泥岩、褐灰色泥岩、碳质泥岩及浅灰绿色泥质粉砂岩，最下部为厚 11m 煤层。属三角洲前缘亚相—湖、沼沉积。八道湾组是吐鲁番拗陷主要产煤层之一，且多集中于中上部。台参 1 井揭露出八道湾组 619.88m（视厚度），其中煤系泥岩累厚 270m，煤层累厚 67m。

三工河组：中下部为灰色、深灰色、棕褐色泥岩、粉砂质泥岩、泥砾岩与浅灰色不等粒砂岩、粉砂岩互层。上部为灰—深灰色泥岩、泥质粉砂岩与粉砂质泥岩，底部以一层白色含荧光砂岩与下覆八道湾组分界。三工河组视厚度 404m。

西山窑组：为一套含煤砂泥岩层，上部为深灰色、灰绿色泥岩和灰白色泥质粉砂岩夹棕红色泥岩；下部为深灰、灰绿、褐灰色泥岩及浅灰色泥质粉砂岩不等厚互层夹煤层，底部为灰白色砾石夹煤层、砂岩夹煤层。

本组厚度变化较大，台参 1 井视厚度 274m，煤窑沟厚 943.8m，桃树园 564.5m，柯克亚地区 831m，丘陵及丘东地区仅 174m 和 397m。

三间房组：以杂色泥岩为主，深灰色、紫红色、褐色、灰绿色泥岩与不等厚灰、灰白、褐灰色泥质粉砂岩、中细砂岩、含砾砂岩、砂砾岩间互。泥岩条带见荧光显示、岩心出筒见

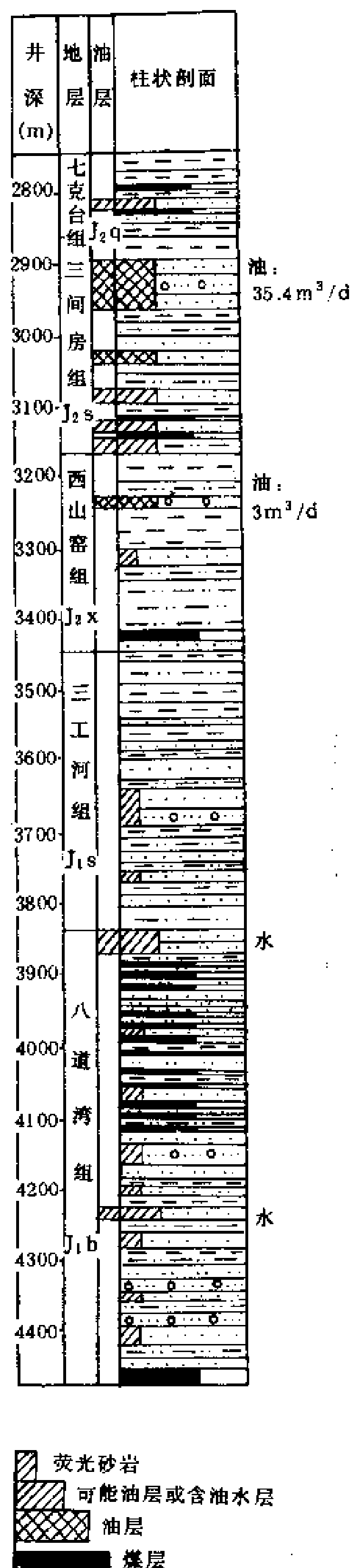



图 9-2　台参 1 井柱状剖面

气泡外冒，油味较浓，见绿黄色小油珠。视厚度304m。

七克台组：上部灰绿色泥岩夹棕色、灰白色钙质泥岩，局部夹碳质泥岩及煤线；中部灰黑色泥岩夹煤层；下部为厚层状灰白色中一粗砂岩及薄层状灰黑色泥岩、泥质粉砂岩，取心砂岩中见荧光。视厚度232m（地层倾角30—35°）。

齐古组：本组以泥岩为主，视厚度634m。分上、下二段，上部为暗棕红色砂质泥岩，下部为大段暗棕色泥岩，是良好的区域盖层。

上述地层岩性资料可见，本区侏罗系是一套湖沼三角洲相沉积的煤系地层，早、中期煤层比较发育，尤以八道湾组为盛。

## 二、各源岩层系有机质丰度及生烃潜力

本书按台北凹陷、托克逊凹陷和哈密坳陷三大区块，纵向上分七套层系（表9-1），在分区建立综合地球化学剖面的基础上，点面结合，以定深密集取样（每20m取1个样）控制纵、横向变化，从而确定各层系生烃源岩下限、有机质丰度和生烃潜力（见表9-2）。

**表9-2　吐哈盆地各源岩层系有机质丰度及生烃潜力对比表**

| 地层 | 层位 | 岩性 | 有机碳 | | 生烃潜力 | | 氯仿A | | 总烃 | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 平均含量（%） | 样品数 | 平均含量（kg/t岩石） | 样品数 | 平均含量（%） | 样品数 | 平均含量（ppm） | 样品数 |
| 台北凹陷 | $J_2q$ | 泥岩 | 2.15 | 66 | 7.78 | 66 | 0.0928 | 9 | 543 | 7 |
| | $J_2s$ | 泥岩 | 1.06 | 32 | 1.93 | 32 | 0.0280 | 12 | | |
| | $J_2x$ | 泥岩 | 0.89 | 21 | 1.00 | 21 | 0.0204 | 6 | | |
| | $J_1s$ | 泥岩 | 1.11 | 27 | 1.59 | 27 | 0.0180 | 5 | | |
| | $J_1b$ | 泥岩 | 2.23 | 22 | 3.78 | 22 | 0.0400 | 11 | | |
| | | 高碳泥岩 | 15.00 | 19 | 25.56 | 19 | | | | |
| | | 煤 | 55.00 | 16 | 141.00 | 16 | 1.2610 | 11 | 5 295 | 11 |
| 托克逊凹陷 | $J_2x$ | 泥岩 | 1.15 | 9 | 0.71 | 9 | | | | |
| | $J_1s$ | 泥岩 | 1.14 | 12 | 0.52 | 12 | | | | |
| | $J_1b$ | 泥岩 | 2.05 | 48 | 3.00 | 48 | 0.0223 | 10 | 117 | 10 |
| | | 高碳泥岩 | 11.00 | 12 | 21.23 | 12 | | | | |
| | | 煤 | 60.00 | 32 | 137.00 | 32 | 1.1080 | 33 | 3 457 | 29 |
| | T | 泥岩 | 1.81 | 45 | 3.85 | 45 | 0.0477 | 11 | 291 | 11 |
| | $P_2$ | 泥岩 | 1.82 | 13 | 2.48 | 13 | | | | |
| 哈密坳陷 | $J_1b$ | 泥岩 | 1.79 | 44 | 2.69 | 44 | 0.0264 | 7 | 146 | 7 |
| | | 高碳泥岩 | 13.00 | 3 | 20.35 | 3 | | | | |
| | | 煤 | 58.00 | 9 | 115.00 | 9 | | | | |
| | T | 泥岩 | 1.11 | 81 | 1.26 | 81 | 0.0239 | 16 | 99 | 16 |

表 9-2 列举了吐哈盆地各区和各层系源岩的有机质丰度和生烃潜力。它们具如下特点：

（1）主要分布于台北凹陷的中侏罗统七克台组泥岩有机质丰度高（有机碳平均 2.15%），生烃潜力大（$S_1+S_2$平均 7.78kg/t），按划分标准达好生油岩级别。

（2）全区下侏罗统八道湾组以及台北凹陷和托克逊凹陷三叠系和二叠系泥岩有机质丰度和生烃潜力均达中等生油岩标准。值得注意的是，全区下侏罗统八道湾煤系中存在多层高碳泥岩（有机碳平均含量 11—15%，生烃潜力平均 20.35—25.56kg/t），这是一套以生气为主的源岩。

（3）全区中侏罗统西山窑组、三间房组和哈密拗陷三叠系泥岩虽然有机质丰度较高，平均有机碳含量可达 1%以上，但生烃潜力较低，一般小于 2kg/t，属较差源岩。

## 三、三套源岩的成烃母质类型

本书在源岩母质特征研究方面重点应用了干酪根元素、干酪根有机显微组分组成、可溶烃中的生物标记物及族组成、碳同位素、热解色谱和红外等分析手段，现将结果简述如下。

### 1. 干酪根类型

由图 9-3 可知，本区二叠系、三叠系、侏罗系三套源岩的绝大部分成烃母质均以腐殖型为主，表明陆源高等植物的输入占有较大的比例。但也应看到中侏罗统七克台组（215、214、227 样号）湖相泥岩中也存在过渡型以上的成烃母质，表明水生生物（藻类等）的母源输入仍不可忽视。值得注意的是托克逊凹陷所揭示的三叠系源岩（235、250、339）大多为过渡型母质。

### 2. 源岩及原油甾烷内分布特征

图 9-4 是本区各层系泥岩、煤及原油甾烷内分布组成，表现出如下特点：

（1）台参 1 井中侏罗统七克台组泥岩、伊 1 井和哈参 1 井三叠系泥岩、二堂沟上二叠统地面泥岩甾烷内分布组成表现为十分明显的对称“V”字型分布，即主要源于水生生物的 $C_{27}$胆甾烷与主要源于高等植物的 $C_{29}$豆甾烷的丰度几乎相等，反映出有机母质输入中，既有丰富的陆生高等植物，又有比较充足的水生母源，这正是陆相湖盆沉积混合型母质的基本特征。

（2）台参 1 井下侏罗统八道湾组泥岩及八道湾组煤、伊 1 井八道湾组煤和柯克亚煤矿八道湾组煤的甾烷内分布表现出极其明显的反“L”型分布，来源于高等植物的 $C_{29}$豆甾烷占绝对优势，这也是国内外腐殖煤中甾烷分布的共同规律。

（3）台参 1 井中侏罗统三间房组和西山窑组泥岩甾烷内分布则表现为不对称“V”字型分布，且一般是 $C_{29}$豆甾烷大于 $C_{27}$胆甾烷。

值得注意的是艾维尔沟八道湾组和伊 1 井八道湾组煤的甾烷内分布不仅出现对称“V”字型分布，而且还有不对称“V”字型分布。笔者认为最可能的原因是三叠系油气的浸染。因为艾维尔沟下侏罗统八道湾组的煤存在局部受热变质的影响。

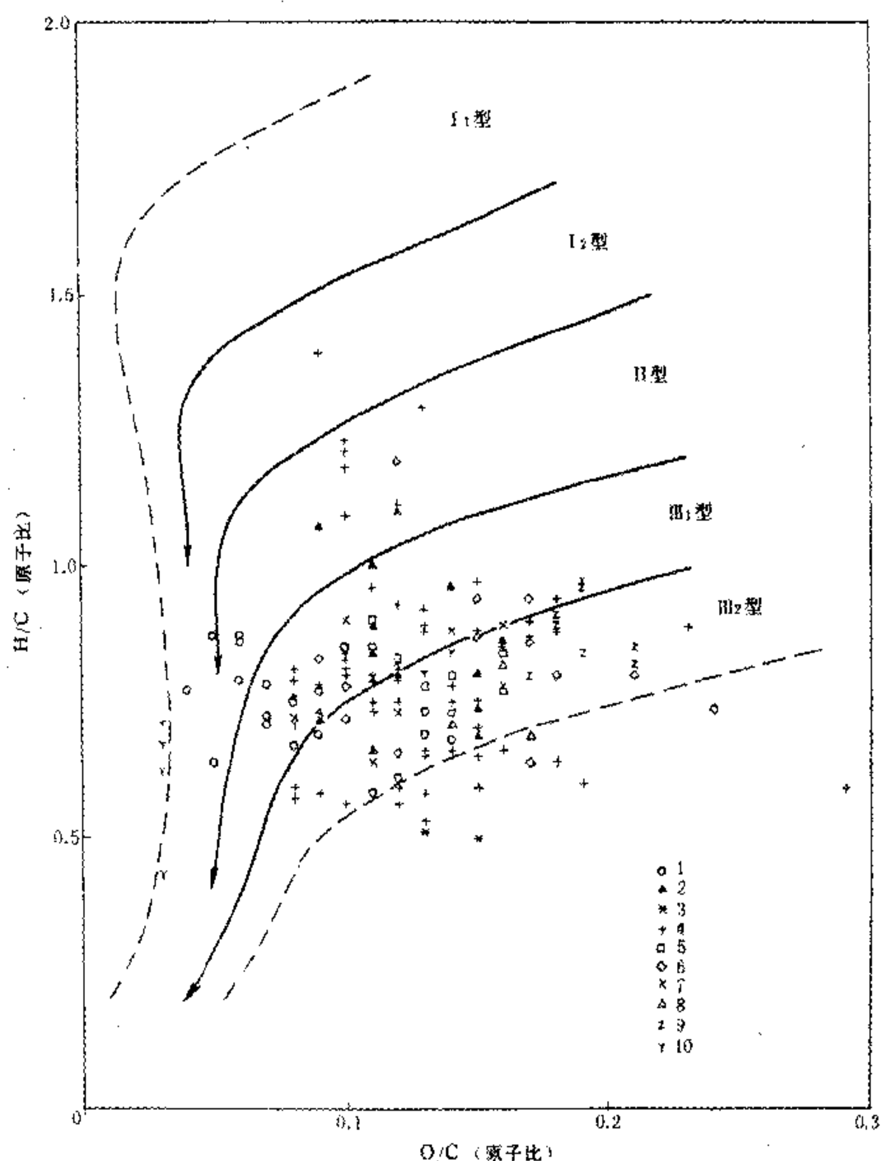



图 9-3 吐哈盆地源岩母质类型图

1. 哈密三叠纪泥岩；2. 托克逊三叠纪泥岩；3. 二叠纪地面泥岩；4. 台北侏罗纪泥岩；5. 哈密侏罗纪泥岩；6. 托克逊侏罗纪泥岩；7. 台北侏罗纪煤；8. 哈密侏罗纪煤；9. 托克逊侏罗纪煤；10. 侏罗纪地面煤

本区甾烷三种图形的分布还深刻地揭示了它们油源的不同来源和差异（详见后文）。

### 3. 源岩可溶烃组成特征

图 9-5 是本区各层系源岩（包括煤岩）可溶烃组成三角图。总的特点是泥岩更富含饱和烃，煤中更富含非烃。泥岩的族组成特征是饱和烃和非烃（包括沥青质）平均含量各占 40%，芳烃平均含量 20%。煤的饱和烃平均含量约 15%，芳烃平均含量约 25%，非

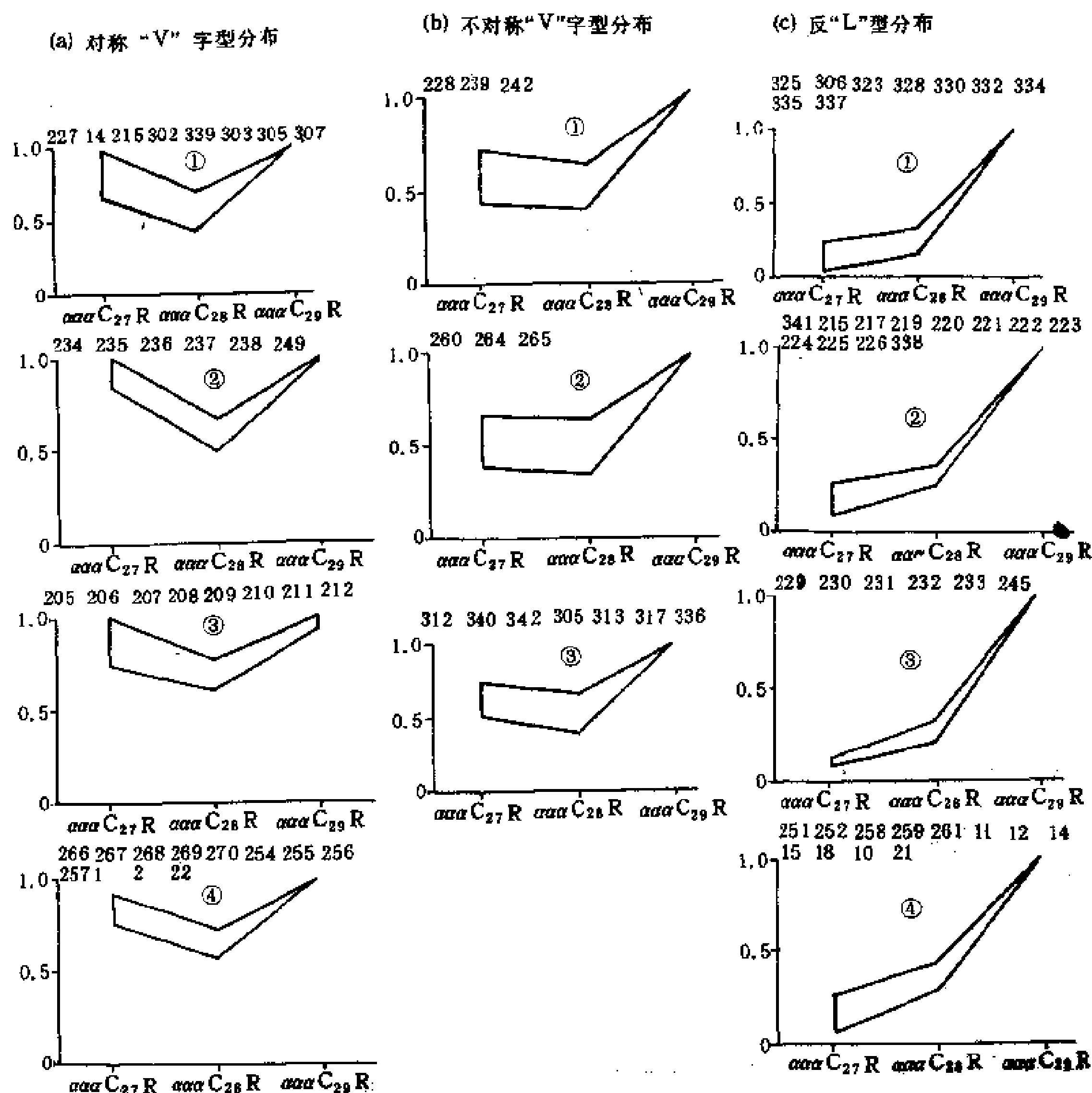



图 9-4　吐哈盆地各层系泥岩、煤及原油甾烷内分布组成特征

(a)：①台参 1 井七克台组泥岩；②伊 1 井三叠系泥岩；③哈参 1 井三叠系泥岩；④266—270 艾维尔沟八道湾组煤，254—257 二堂沟上二叠统泥岩，1. 托参 1 井原油，2. 胜 101 井原油，22. 胜 26 井原油。
(b)：①伊 1 井八道湾组煤；②艾维尔沟八道湾组煤；③台参 1 井三间房—西山窑组泥岩，(c)：①台参 1 井八道湾组泥岩；②台参 1 井八道湾组煤；③伊 1 井八道湾组煤；④柯克亚八道湾组煤及弧形带原油

烃和沥青质的平均含量则高达 60%以上。本区无论是煤还是泥岩的可溶烃组成中，芳烃含量均比较接近（煤平均 25%，泥岩平均 20%），这一接近的含量实际反映了母源输入的紧密联系。

#### 4. 煤的显微组分组成特征

钻井剖面和煤矿的中、下侏罗统煤样的显微组分组成如下(表 9-3)：镜质组一般 80—90%，惰质组一般小于 10%，壳质组含量一般为 6—10%（图 9-6)。

众所周知，煤的壳质组是公认的生烃有利成分。而且壳质组中的树脂体、木栓质体

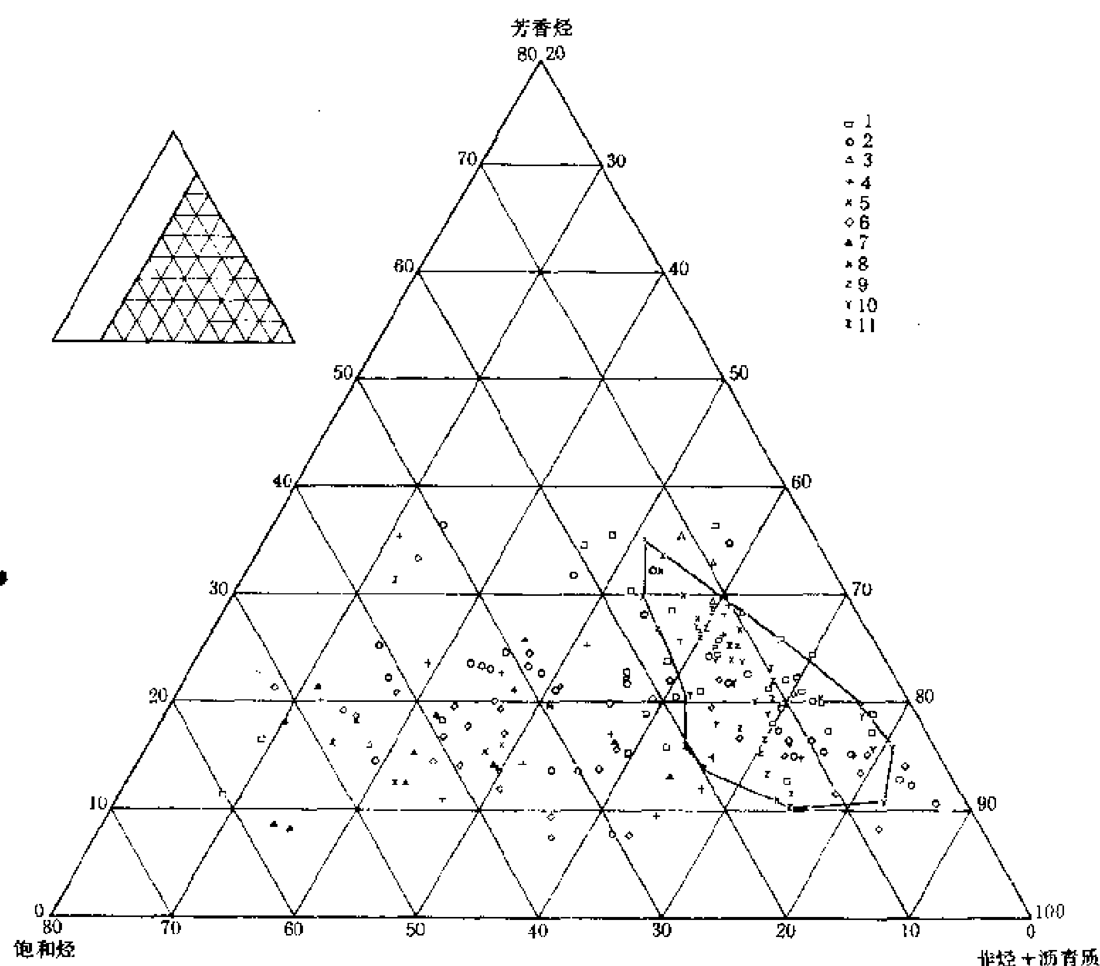



图 9-5　吐哈盆地源岩沥青 A 组成三角图

1. 哈密侏罗纪泥岩；2. 哈密三叠纪泥岩；3. 哈密侏罗纪煤；4. 台北侏罗纪泥岩；5. 台北侏罗纪煤；6. 托克逊侏罗纪泥岩；7. 托克逊三叠纪泥岩；8. 托克逊二叠纪泥岩；9. 托克逊侏罗纪煤；10. 侏罗纪地面煤；11. 二叠纪地面煤

等不仅有利于生烃，而且还先于其他母质生烃（当 $R^{o}$达 0.35%时即开始大量生烃）。

本区煤岩生烃潜力较大，台北凹陷八道湾组 16 个煤样统计，其平均生烃潜力 141kg/t，氯仿沥青 A 含量平均 12 610ppm，可溶烃 5 295ppm。托克逊凹陷八道湾组 32 个煤样统计，平均生烃潜力 137kg/t，氯仿沥青 A 含量 11 080ppm，可溶烃含量 3 457ppm。上述资料表明，煤的生烃潜力及可溶烃含量比一般优质源岩还高 10—20 倍。石油地质学家一般认为煤中生成的烃类由于煤的吸附而难于排出。但越来越多的事实证明煤岩中不仅能形成和聚集具有工业价值的天然气藏，而且在特定的地质条件下还可形成大型油气藏，我国南海陆架琼东南盆地崖 13-1 气田、东海盆地平湖气田以及澳大利亚吉普斯兰盆地煤成烃油气田就是最好的例证。本区初步油源对比已经证明，台北凹陷"弧形带"丰富的油气主要源于八道湾组煤系、亚煤系地层。生物标志物的对比还提供了油气来源与煤直接有关的证据（详见后）。

综上所述，吐哈盆地二叠、三叠和侏罗系三套源岩成烃母质的基本特点是二叠系和三叠系为湖相泥岩，以过渡型母质为特征。侏罗系则既存在以八道湾为主的煤系、亚煤

系泥岩，以腐殖型母质为特征，又存在以七克台组为代表的湖相生油岩，以混合型母质为主，这是一套生烃潜力很大（平均 7.9kg/t）的优质烃源岩。

**表 9-3 吐哈盆地煤岩显微组分定量表**

| 井号 | 层位 | 样号 | 显微组分 | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | 镜质组（%） | 惰质体（%） | 壳质体（%） |
| 伊1井 | $J_1b$ | 228 | 91.00 | 4.00 | 5.00 |
| | | 229 | 87.00 | 4.00 | 9.00 |
| | | 230 | 86.00 | 9.00 | 5.00 |
| | | 231 | 88.90 | 3.00 | 8.40 |
| | | 232 | 83.40 | 9.00 | 7.60 |
| | | 233 | 79.70 | 15.90 | 4.40 |
| 台参1井 | $J_2s$ | | | | |
| | $J_2x$ | 219 | 82.50 | 7.30 | 10.20 |
| | | 220 | 83.10 | 8.00 | 8.90 |
| | | 222 | 83.60 | 8.10 | 8.30 |
| | | 222 | 84.00 | 9.00 | 7.00 |
| | $J_1b$ | 223 | 87.80 | 18.30 | 7.90 |
| | | 225 | 84.00 | 8.00 | 8.00 |
| | | 226 | 81.00 | 14.50 | 4.50 |
| 哈1井 | | 201 | 83.20 | 9.60 | 7.20 |
| | | 203 | 84.70 | 9.40 | 5.90 |
| 托参1井 | $J_1b$ | 248 | 92.20 | 3.10 | 4.70 |
| | | 247 | 94.40 | 0.50 | 5.10 |
| | | 246 | 89.30 | 1.70 | 9.00 |
| | | 245 | 91.00 | 0.80 | 8.20 |
| | | 244 | 90.00 | 0.40 | 9.60 |
| | | 243 | 91.70 | 0.60 | 7.70 |
| | | 241 | 90.00 | 3.00 | 7.00 |
| | | 240 | 86.70 | 7.50 | 5.80 |
| 柯克亚 | $J_2x$ | 251 | 93.00 | 2.60 | 4.40 |
| | | 252 | 75.30 | 17.60 | 7.10 |
| | | 253 | 83.30 | 11.60 | 5.40 |
| | | 218 | 77.70 | 3.20 | 19.10 |
| 煤窑沟 | $J_1b$ | 258 | 83.50 | 11.60 | 4.90 |
| | | 259 | 87.80 | 7.60 | 4.60 |
| 艾维尔沟 | $J_1b$ | 261 | 94.20 | 1.10 | 4.70 |
| | | 262 | 97.30 | 0.40 | 2.30 |
| | | 263 | 91.00 | 0.70 | 4.30 |
| | | 264 | 98.40 | 0.50 | 1.10 |
| | | 265 | 97.50 | 1.70 | 0.80 |
| | | 266 | 97.20 | 1.20 | 1.60 |
| | | 267 | 96.80 | 2.20 | 1.00 |
| | | 268 | 94.40 | 1.30 | 4.30 |
| | | 269 | 97.30 | 0.40 | 2.30 |

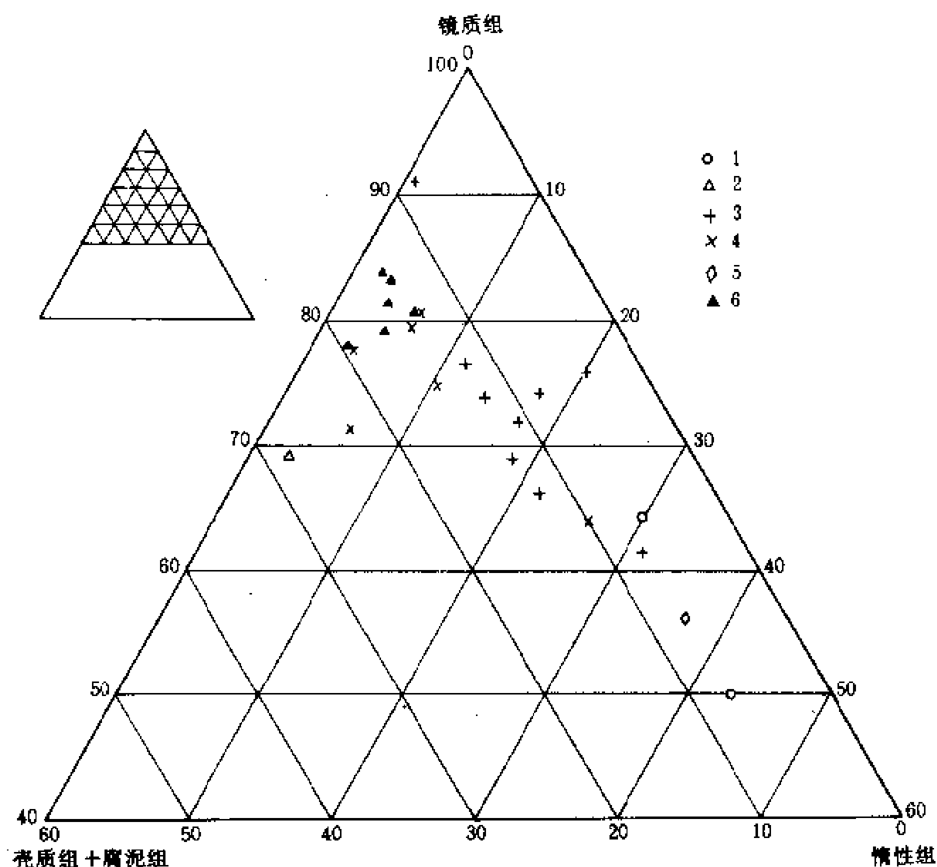



图 9-6 吐哈盆地煤岩显微组分组成三角图

1. 哈参 1 井（$J_1b$）；2. 巴喀煤矿（$J_1x$）；3. 台参 1 井（$J_1b$）；4. 伊 1 井（$J_1b$）；5. 托参 1 井（$J_1s$）；6. 托参 1 井（$J_1b$）

## 第二节 吐哈盆地各油区的油气来源

本节主要依据吐哈盆地二叠系、三叠系和侏罗系的可能源岩及盆地各油区原油和天然气的色谱、色谱-质谱及同位素组成资料，结合油气生成环境、母源输入（生源）和蚀变等因素进行油气源的对比和追溯。

### 一、原油的物理性质及族分组成

吐哈盆地原油密度一般为 0.79—0.81g/cm³，粘度为 2.11—3.57mm²/s（50℃），凝固点 3—14℃，含蜡 7.9—9.5%，胶质 0.60—5.39%，沥青质 0—6%，含硫 0.03—0.06%，$\delta^{13}C$ −23.57—−26.71‰，是一套低比重低凝固点的轻质油（表 9-4），显示出陆相原油的典型特点。

**表 9-4 吐哈盆地原油物性及组成**

| 井号 | 层位 | 密度 (g/cm³) | 粘度 (mm²/s, 50℃) | 凝固点 (℃) | 含蜡 (%) | 含硫 (%) | $\delta^{13}C$ (‰) | 初馏点 (℃) | 族组成 (%) | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | 饱和烃 | 芳烃 | 非烃 | 沥青质 |
| 七克台（自流） | $J_2q$ | 0.821 | 2.67 | 11 | 7.9 | 0.044 | −25.81 | 35 | 80.90 | 13.61 | 3.39 | 2.10 |
| 胜 26 井 | | 0.813 | 2.11 | 3 | 9.5 | 0.062 | −26.71 | 36 | 86.89 | 9.33 | 2.63 | 1.15 |
| 台参 1 井 | $J_2s$ | 0.815 | 3.57 | 14 | 9.2 | 0.030 | −26.04 | 50 | | | 0.60 | 0 |
| 鄯 4 井 | $J_2s$ | | | | | | −23.57 | | 71.20 | 17.89 | 5.04 | 5.87 |
| 陵 4 井 | $J_2s$ | | | | | | | | 82.85 | 13.16 | 2.18 | 1.81 |
| 陵 4 井 | $J_2x$ | | | | | | | | 70.10 | 18.92 | 4.98 | 6.00 |
| 陵 2 井 | $J_2s$ | | | | | | −26.34 | | 84.44 | 11.37 | 2.68 | 1.51 |

## 二、原油和源岩饱和烃气相色谱特征

本区原油和源岩饱和烃气相色谱最显著的特征是异戊间二烯烷烃呈现规律性变化（见图 9-7），如姥鲛烷与植烷的比值，其变化规律如下：

（1）泥岩（包括煤系泥岩）中姥/植值一般小于 1，表明其具明显的植烷优势；

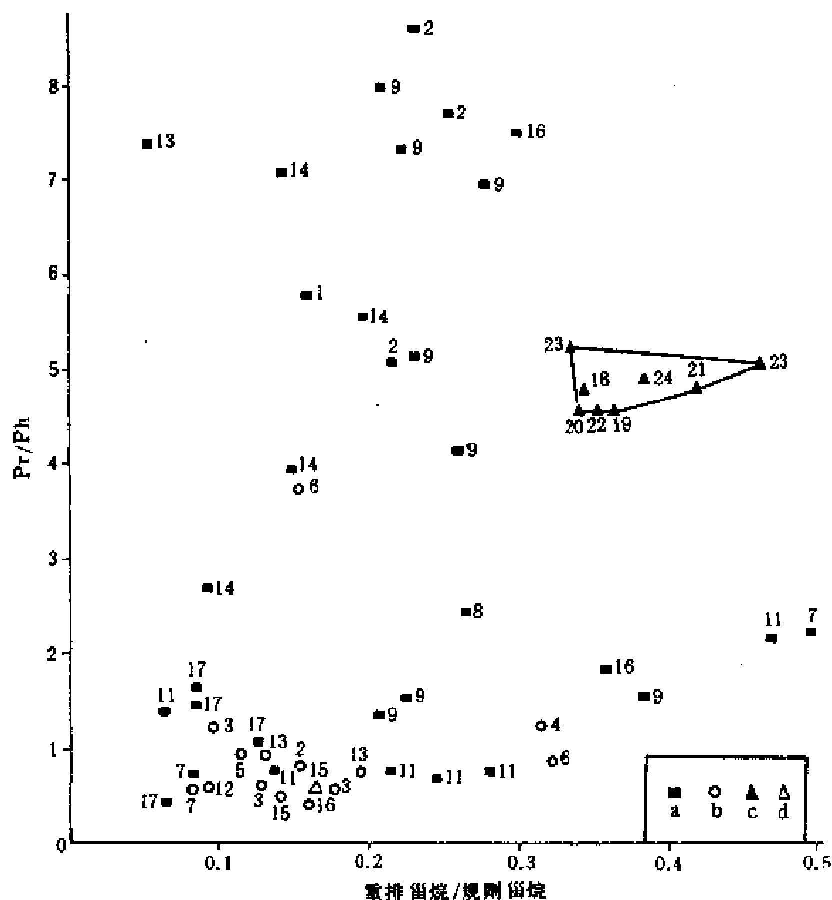



图 9-7 吐哈盆地源岩及原油 Pr/Ph 与重排甾烷/规则甾烷关系图

a. 煤；b. 泥岩；c. 原油；d. 灰岩

1. 哈参 1 井 ($J_1s$)；2. 哈参 1 井 ($J_1b$)；3. 哈参 1 井 (T)；4. 鄯 1 井 ($J_2q$)；5. 台参 1 井 ($J_2q$)；6. 台参 1 井 ($J_2s$)；7. 台参 1 井 ($J_2x$)；8. 台参 1 井 ($J_1s$)；9. 台参 1 井 ($J_1b$)；11. 依 1 井 ($J_1b$)；12. 依 1 井 (T)；13. 托参 1 井 ($J_1b$)；14. 柯柯堰 ($J_2x$)；15. 二塘沟 ($P_2$)；16. 煤窑沟 ($J_1b$)；17. 艾维尔沟 ($J_1b$)；18. 胜 26 井；19. 七克台矿坑；20. 七克台自流井；21. 陵 2 井 ($J_2s$)；22. 陵 4 井 ($J_2s$)；23. 陵 4 井 ($J_2x$)；24. 鄯 4 井

（2）全区中、下侏罗统煤中姥/植值变化幅度最大，极少部分小于1，表明其具植烷优势（如艾维尔沟部分煤）。全区大部煤的姥/植值大于1，且绝大部分在3—10之间，表明其具较强的姥鲛烷优势；

（3）丘陵、鄯善、七克台原油姥/植值一般在4—6之间，同样显示具较强的姥鲛烷优势。

## 三、油 源 对 比

### 1. 油-油对比结果

参与油源对比的原油见表9-5。油-油对比结果见图9-8。

**表9-5 参加油源对比的原油资料表**

| 对比样号 | 井号 | 层位 | 井深（m） |
|---|---|---|---|
| 1 | 托参1井 | T | |
| 2 | 胜101井 | $J_2q$ | |
| 10 | 温1井 | $J_2s$ | 2 341.0 |
| 11 | 七克台 | $J_2q$ | 地面矿坑 |
| 12 | 七克台 | $J_2q$ | 地面自溢 |
| 13 | 台参1井 | $J_2s$ | |
| 14 | 台参1井 | | |
| 15 | 陵2井 | $J_2s$ | |
| 16 | 陵4井 | $J_2s$ | 2 300.4 |
| 17 | 陵4井 | $J_2x$ | 2 451.7 |
| 18 | 陵4井 | $J_2x$ | 2 491.7 |
| 19 | 温1井 | $J_2s$ | 2 341.0 |
| 20 | 温1井 | $J_2x$ | 2 764.0 |
| 21 | 鄯4井 | $J_2s$ | |
| 22 | 胜26井 | $J_2q$ | |

油-油对比结果，本区15个原油根据生物标记物多因素距阵相关对比将其分为三类：第一类是托参1井原油，它是一套富含重排甾烷为特征的原油，相关对比结果，它与“弧形带”的原油几乎没有任何相关性，唯因其重排甾烷含量较高，同时甾烷内分布为对称“V”字型，故其仅与胜金口油田胜101井（2号油）和胜26井（22号油）具较低的相关系数（40—60%），从而证明其间无亲缘关系。第二类原油是胜金口油田胜101井和胜26井原油，它们之间的相关系数大于90%以上，表明其具良好亲缘关系，但这套油与“弧形带”的原油几乎无相关关系。第三类原油为“弧形带”原油，它们主要产自鄯善、丘陵、温吉桑和七克台等构造的西山窑、三间房和七克台产层。这些原油的共同特点是甾烷内分布以反“L”型为特征，孕甾烷及升孕甾烷较发育，三环萜烷较丰富。除温1井（10号凝析油）与各个原油之间的相关系数较低外，其余各个原油（包括七克台地面原

图 9-8　吐哈盆地油-油相关系数对比图

油）之间相关系数均大于90%以上，表明其属同一来源。

**2. 油-岩对比结果**

图 9-9 是吐哈盆地三大源岩层系 80 多个岩样和 15 个原油生物标记物多因素相关对比结果。

(1)“弧形带”10 个原油与本区 80 余个可能源岩的相关性变化表现出了十分相似的规律：它们与七克台组泥岩的相关性均低于 50%，一般认为无相关性；10 个原油均与八道湾的泥岩和八道湾的煤有较高的相关系数，一般都高达 80—90%，说明其具有较好的亲缘关系；这些原油和本区二叠系和三叠系的泥岩的相关系数一般都小于 30%，表明其间没有任何直接亲缘关系。

(2) 胜金口油田胜 101 井（2 号油）、胜 26 井（22 号油）主要表现出与中侏罗统七克台组泥岩有较好—很好的亲缘关系，相关系数一般高达 85—90%；这类原油与中侏罗统西山窑、三间房组的泥岩以及下侏罗统八道湾组的泥岩和煤的相关系数一般都小于 30%，没有任何直接亲缘关系；值得注意的是，胜金口油田的油一方面表现出源于七克台组湖相泥岩，同时对于二叠系和三叠系的源岩亦表现出有较高的相关系数（80%以上），从而使胜金口原油略显混源特征，这一问题的出现是混合母源引起？亦或由于二叠系、三叠系及中侏罗统七克台组均为湖相沉积，它们在水生生物及陆生植物的母源输入有相似的比例所引起？这个问题尚需深入研究。

(3) 托参 1 井原油（1 号油）多因素相关对比结果表现出明显的混源特征，相关系数

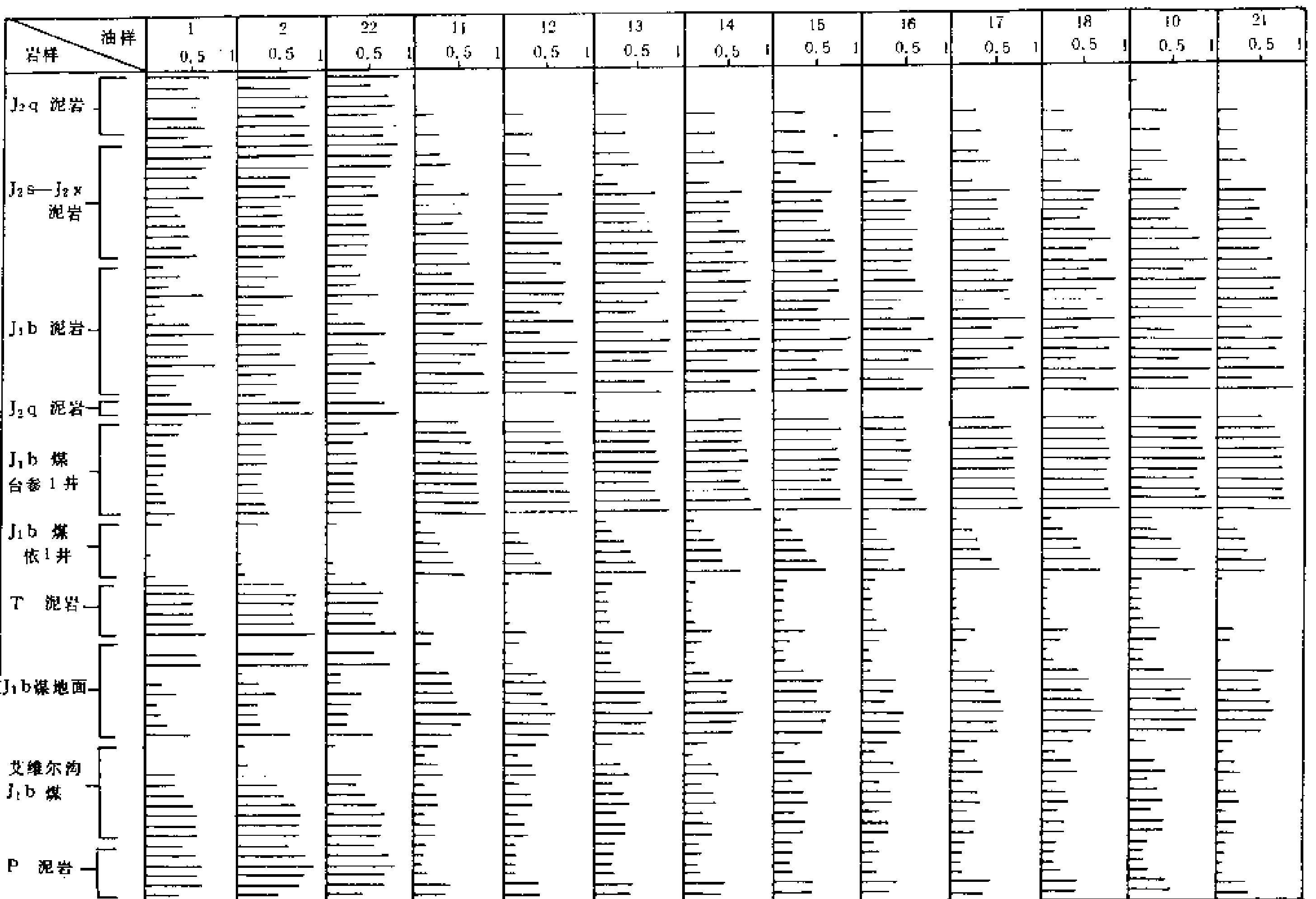



图 9-9 吐哈盆地油-岩相关系数对比图

二叠系和三叠系几乎均为60%，最可能的解释是托参1井原油系二叠系与三叠系混源。

总之，生物标记物多因素的油-岩对比结果，“弧形带”的原油（包括七克台油田）主要来自下侏罗统八道湾组煤系（煤及煤系泥岩）；胜金口原油主要来自中侏罗统七克台组湖相泥岩，但其深部油源值得进一步研究；托参1井原油主要来自二叠系与三叠系混源。

## 四、天然气气源探讨

天然气分子体积较小，在源岩中多以扩散方式进行运移；各类源岩不同演化阶段都有一定数量的天然气产生；在地壳变动过程中，由于幔源气的混入等原因，从而使天然气的气源追溯变得更为复杂。

吐哈盆地天然气的来源，从地质条件分析，二叠系、三叠系和侏罗系都有条件产生，尤以中、下侏罗统煤系地层产生大量天然气的可能性最大，为了进一步阐明这一问题，现将该区天然气资料详述如下。

### 1. 吐哈盆地天然气组成特征

根据丘陵和温吉桑两个构造4口井8层19个天然气样的组成分析结果（见表9-6），甲烷含量60.18—84.98%；重烃（乙烷以上）含量15—40%；干燥系数0.60—0.84，表明本区天然气重烃含量高，湿度大，干燥系数较小。

表9-6 “弧形带”天然气组成表

| 井号 | 层位 | $C_1$（%） | $C_2$（%） | $C_3$（%） | $C_4$（%） | $C_5$（%） | $C_1/C_1-C_n$ | $C_2/C_2-C_n$ | 备注 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 陵3井 | | 69.11 | 12.62 | 9.24 | 6.32 | 2.32 | 0.69 | 0.41 | 九次均值 |
| 陵5井 | 油层 2 922—2 947m | 60.18 | 19.07 | 7.38 | 2.55 | 0.60 | 0.48 | 0.41 | 四次均值 |
| 陵4井 | | 72.936 | 15.491 | 5.822 | 2.74 | 0.351 | 0.75 | 0.63 | 一次 |
| | | 92.99 | 2.571 | 0.566 | 0.373 | 0.041 | 0.96 | 0.73 | 一次（供参考） |
| 陵5井 | 2 804—2 836m | 58.22 | 17.30 | 12.66 | 9.22 | 2.49 | 0.61 | 0.41 | $J_2s$ 一次 |
| | 2 947—2 961m | 62.53 | 17.18 | 10.96 | 7.31 | 2.12 | 0.63 | 0.50 | $J_2s$ 一次 |
| 温1井 | 2 764—2 819.6m | 84.89 | 10.13 | 3.79 | 1.82 | 0.35 | 0.84 | 0.63 | $J_2s$ |
| | 2 341—2 362m | 84.72 | 9.69 | 3.59 | 1.20 | 0.24 | 0.84 | 0.63 | $J_2s$ |

### 2. 天然气同位素组成特征

根据台北凹陷“弧形带”、托克逊凹陷托参1井以及哈密拗陷哈2井等三个地区九口井层的天然气碳、氢同位素分析结果，台北凹陷“弧形带”中侏罗统天然气$\delta^{13}C_1$由

$-49.42--43.03‰$，托参1井三叠系天然气$\delta^{13}C$为$-40.0‰$，哈密拗陷哈2井三叠系天然气$\delta^{13}C_1$为$-39.37‰$。甲烷碳同位素表明，台北凹陷中侏罗统天然气甲烷碳同位素远较托克逊凹陷和哈密拗陷三叠系天然气轻。氢同位素的研究也反映了这一规律。

天然气碳同位素系列对比表明（图9-10），随着天然气组分碳数增加，碳同位素也有

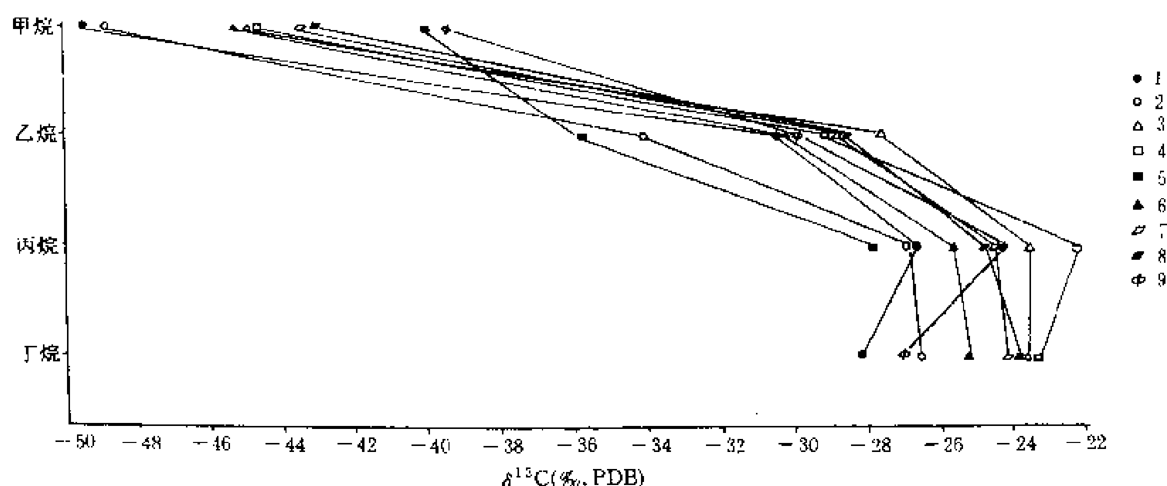



图9-10　吐哈盆地天然气碳同位素系列对比图

1. 陵2井（$J_2s^1$）；2. 陵4井（$J_2s$）；3. 温1井（$J_2s$）；4. 台参1井；5. 托参1井；6. 陵2井（$J_2s^2$）；7. 温西1井（$J_2s$）；8. 温西1井（$J_2x$）；9. 哈2井

规律地增重，但本区陵2井、台参1井及哈2井天然气明显在丁烷组分发生“倒转”，即丁烷的同位素反而比丙烷碳同位素轻，哈2井减轻最大到$-2.7‰$（丙烷碳同位素$-24.31‰$，丁烷反而变为$-27‰$）。天然气组分系列同位素倒转的主要原因是新气源的输入，亦即在丘陵、鄯善和哈密存在混源天然气的形成条件。具体说来，本区存在深部热解气和浅部“低温化学热催化过渡带气”的混合气。

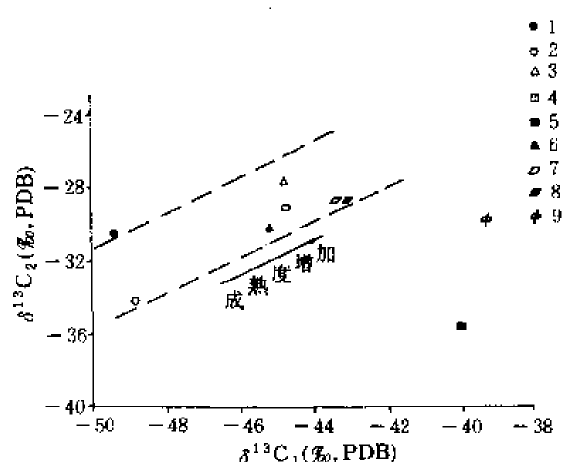



图9-11　吐哈盆地天然气的$\delta^{13}C_1$—$\delta^{13}C_2$关系图

1. 陵2井（$J_2s^1$）；2. 陵4井（$J_2s$）；3. 温1井（$J_2s$）；4. 台参1井；5. 托参1井；6. 陵2井（$J_2s^2$）；7. 温西1井（$J_2s$）；8. 温西1井（$J_2x$）；9. 哈2井（$T_3$）

（1）天然气的成熟度

由于同位素的分馏作用，随成熟度增高，天然气中重碳同位素愈益富集，从而$\delta^{13}C$值增大。根据上述原理，本书对吐哈盆地9个天然气碳同位素和氢同位素资料编出了$\delta^{13}C_1$—$\delta^{13}C_2$和$\delta^{13}C_1$—$\delta D_{CH_4}$关系图（见图9-11，9-12）。这两个图虽然使用参数并不完全相同，但得到的结果却完全一致，那就是随着天然气成熟度增加，碳、氢同位素都相应增重。两图均呈现陵4井和陵2井成熟度最低，台参1井和温1井介于其间，托参1井和哈2井成熟度相对最高。地质研究表明，哈2井的天然气主要产于三叠系地层，

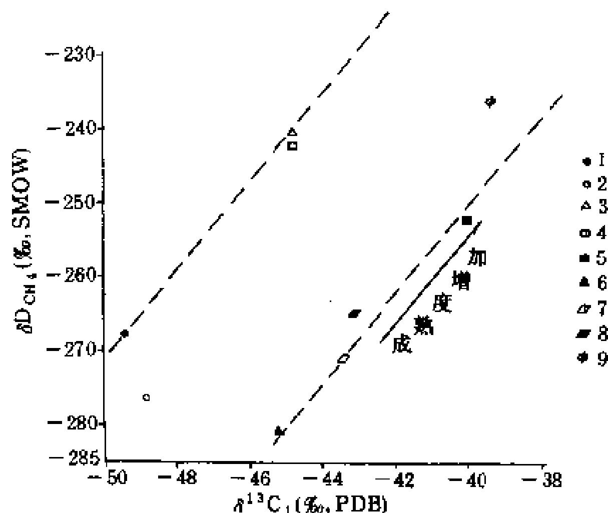



图 9-12　吐哈盆地天然气的 $\delta^{13}C_1-\delta D_{CH_4}$关系图

1. 陵 2 井 ($J_2s^1$)；2. 陵 4 井 ($J_2s$)；3. 温 1 井 ($J_2s$)；4. 台参 1 井；5. 托参 1 井；6. 陵 2 井 ($J_2s^2$)；7. 温西 1 井 ($J_2s$)；8. 温西 1 井 ($J_2x$)；9. 哈 2 井 ($T_3$)

可能源于三叠系及其以下地层，其成熟度自然偏高。丘陵构造（陵 4 井和陵 2 井）和温吉桑构造（温 1 井）处于“弧形带”的西、东两翼，天然气成熟度亦表现出由西向东逐渐增高，结合台北凹陷生油中心位于“弧形带”西部，油气运移主要方向是由西向东，西翼既有下侏罗统及其以下源岩热解气的输入，又有中侏罗统七克台组湖相泥岩所生成的“油型气”的混合，因而其成熟度较低，而“弧形带”东翼则主要气源为下侏罗统及其以下地层，因而其成熟度较高。

（2）天然气类型归属

本书利用天然气 $\delta^{13}C_1$与 $\delta D_{CH_4}$的资料，参照 Schoell（1980）根据全球资料所提出的天然气分类图版（见图 9-13），发现吐哈盆地天然气基本属于热解气，但丘陵构造陵 4 井及陵 2 井的天然气也接近于混合气（即过渡带气）。

值得注意的是，根据天然气 $\delta^{13}C_1$—$\delta^{13}C_2$—$\delta^{13}C_3$的系统资料，将其放入有机的不同成因烷烃气鉴别图（戴金星，1990）中，吐哈盆地绝大部分天然气属于油型气，但在$\delta^{13}C_1$—$\delta^{13}C_3$关系图中（图 9-14 左部），温西 1 井和哈 2 井的天然气则属于煤成气与油型气的混合气。

图 9-15 是吐哈盆地天然气的 $\delta^{13}C_1$—$R^o$关系，这是目前国内外广泛用以判别煤成气和油型气的一个十分重要的图版。$\delta^{13}C_1=15.8015\lg R^o-42.2061$ 是油型气的 $\delta^{13}C_1$—$R^o$的回归方程，吐哈盆地天然气点群基本落入这条回归线附近。

总之，根据 Schoell（1980）提出的天然气 $\delta^{13}C_1$—$\delta D$ 关系及成因分类，本区天然气基本属于热解气，且部分接近于过渡带天然气。从天然气 $\delta^{13}C_1$—$\delta^{13}C_2$—$\delta^{13}C_3$有机成因烷烃气鉴别图也表明，本区天然气绝大部分属油型气，仅温西 1 井和哈 2 井天然气属于煤成气与油型气的混合气。利用 Stahl（1977）所提出的天然气 $\delta^{13}C_1$—$R^o$的判别模式研究表明，

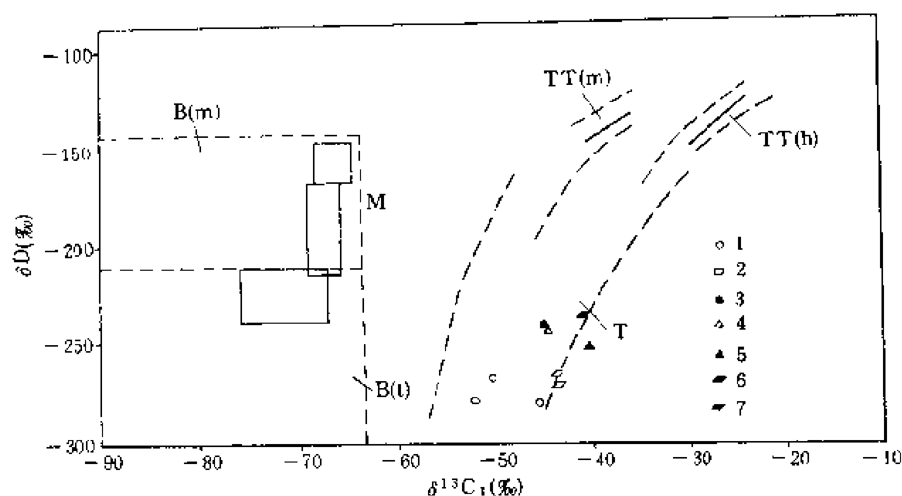



图 9-13 天然气 $\delta^{13}C_1$—δD 关系及其成因类型分析图

M. 混合气；B(m). 生物气(海相)；B(t). 生物气(陆相)；T. 热解气；TT(m). 海相腐泥型；TT(h). 陆相腐殖型；1. 陵 2 井；2. 陵 4 井；3. 温 1 井；4. 台参 1 井；5. 托参 1 井；6. 温西 1 井；7. 哈 2 井

(图版参照 Schoell，1980)

本区天然气仍然属于油型气。

表 9-7 吐哈盆地天然气碳同位素组成表

| 井号 | 层位 | 井深 (m) | $\delta^{13}C_1$ (‰) | δD (‰) | $\delta^{13}C_2$ (‰) | δD (‰) | $\delta^{13}C_3$ (‰) | δD (‰) | $\delta^{13}C_4$ (‰) | δD (‰) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 陵 2 井 | $J_2s^1$ | 2 694.4—2 726.8 | −49.42 | −267.5 | −30.49 | −177.8 | −26.64 | −115.9 | −28.17 | −102.4 |
| 陵 4 井 | $J_2s$ | 2 206.0—2 227.6 | −48.90 | −276.0 | −34.04 | −257.0 | −26.67 | −203.0 | −26.55 | −144.8 |
| 温 1 井 | $J_2s$ | 2 341.0—2 362.0 | −44.83 | −240.0 | −27.64 | −184.0 | −23.50 | −114.0 | −23.65 | −93.40 |
| 台参 1 井 | | | −44.80 | −242.0 | −29.07 | −159.1 | −22.14 | −155.4 | −23.57 | −152.1 |
| 托参 1 井 | | | −40.00 | −252.0 | −35.76 | −182.5 | −27.92 | −163.9 | −0 | 0 |
| 陵 2 井 | $J_2s^2$ | 2 748.7—2 758.4 | −45.15 | −280.7 | −30.21 | −0 | −25.67 | −196.8 | −25.19 | −157.4 |
| 温西 1 井 | $J_2s$ | 2 013.4—2 069.0 | −43.43 | −270.9 | −28.75 | −248.9 | −24.65 | −193.7 | −24.16 | −173.0 |
| 温西 1 井 | $J_2x$ | 2 619.3—2 627.1 | −43.03 | −264.9 | −28.72 | −249.1 | −24.69 | −20.33 | −23.90 | −166.2 |
| 哈 2 井 | $T_3$ | 2 748.7—2 758.4 | −39.37 | −235.8 | −29.97 | −214.9 | −24.31 | −235.8 | −27.00 | −212.9 |

值得注意的是，吐哈盆地天然气碳、氢同位素系列组成资料中（见表 9-7），台北凹陷丘陵构造的陵 2 井和陵 4 井天然气 $\delta^{13}C$ 值为−49.42‰——48.90%，这个数字已达到过渡带天然气的标准（−48——55‰），氢同位素也异常低，$\delta D_{CH_4}$ 为−276——267.5‰，这是典型过渡带的特征。根据我国煤成气的同位素资料统计，中、新生代的煤成气 $\delta^{13}C_1$ 一般都大于−35‰，本区天然气的同位素资料显然表明，它并非典型煤成气。然而，各种地球化学资料研究表明，侏罗纪煤系是本区主要源岩。煤岩有机显微组成研究表明，吐哈盆地中、下侏罗统煤岩稳定组分中含有较高数量的木栓质残体，是木栓质生烃后的产物，荧光业已消失，外形易与丝质体相混，唯其反射率值较低 研究表明，木栓质体荧

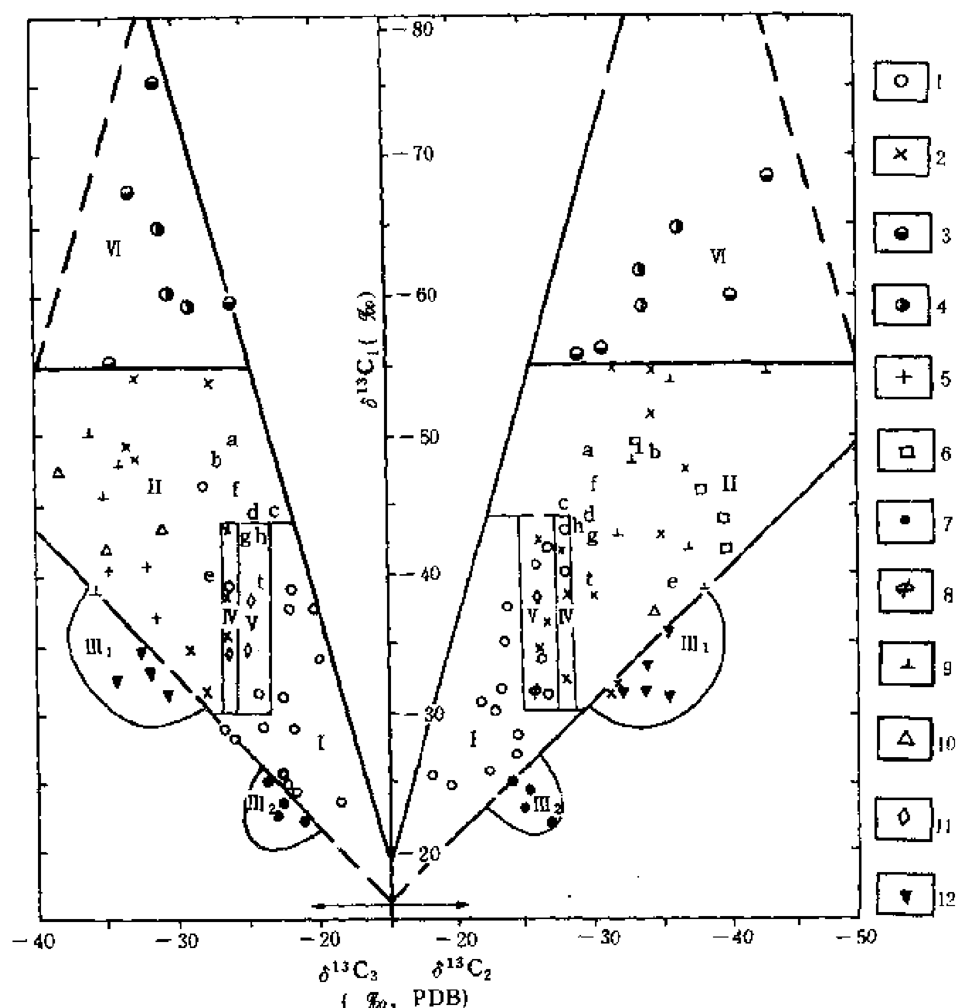



图 9-14 $\delta^{13}C_1$—$\delta^{13}C_2$—$\delta^{13}C_3$有机的不同成因烷烃气鉴别图

Ⅰ、煤成气区；Ⅱ、油型气区；Ⅲ、碳同位素系列倒转混合气区；Ⅳ、煤成气和油型气区；Ⅴ、煤成气、油型气和混合气区；Ⅵ、生物气和亚生物气区；a. 陵 2 井油型气（$J_2s^1$）；b. 陵 4 井油型气（$J_2s$）；c. 温 1 井油型气（$J_2s$）；d. 台参 1 井油型气；e. 托参 1 井油型气；f. 陵 2 井油型气（$J_2s^2$）；g. 温西 1 井气样（$J_2s$）；h. 温西 1 井气样（$J_2x$）；t. 哈 2 井气样（$T_3$）；1. 中国煤成气；2. 中国油型气；3. 中国生物气和亚生物气；4. 阿尔伯达盆地亚生物气；5. 北海油型气；6. 安大略南部油型气；7. 德国西北盆地煤成气；8. 库伯盆地煤成气；9. 原苏联 11 个油田油型气；10. 瓦尔沃得-德拉瓦尔盆地油型气；11. 东濮凹陷混合气；12. 中国碳同位素系列倒转混合区

光第一跃迁发生于 $R^o$为 0.35%时，即达这一演化程度它已开始生烃，当 $R^o$达 0.70%时，木栓质的荧光已经消失，即其生烃已经结束。因而，我们现在在吐哈盆地侏罗系 $R^o$为 0.8—1.0%的地层中已经难以检出原生木栓质体就很自然了。

在煤岩稳定组分中，木栓质和树脂生烃具共同特点，即开始生烃早（$R^o$为 0.35%）；多生成轻质烃且富含凝析气；生烃结束时间早（$R^o$为 0.7%）。这类母质一般富集于煤岩中，但陆相泥岩亦有部分来源。因此，在成烃模式上往往形成海相与陆相沉积的差别（见图 9-16）。尤其在有机质演化过程中，源岩中镜质组反射率小于 0.6%以前，由于海相母质以藻类为主，且主要生油，因此，其产烃高峰出现校晚，一般在 $R^o$为 0.9—1.10%之间。陆源有机质，包括煤系泥岩和煤岩，由于其母源有机质中含有一定数量的树脂及木

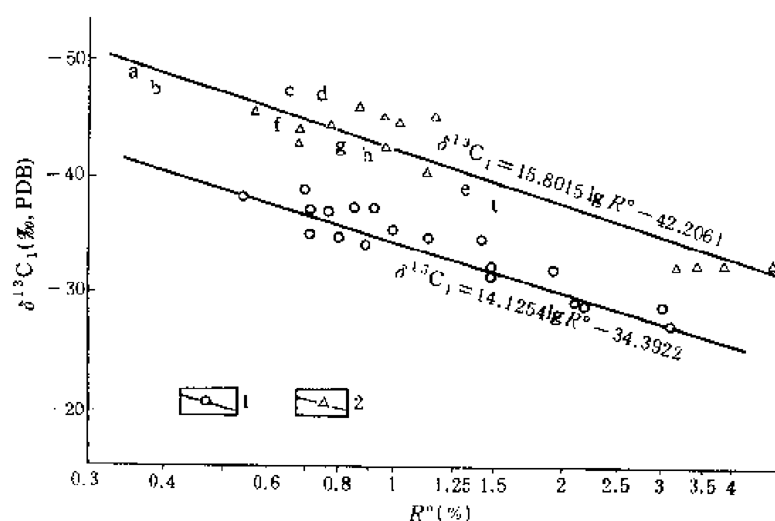



图 9-15 天然气的 $\delta^{13}C_1$与 $R^o$关系图

1. 煤成气及其回归线；2. 油型气及其回归线；a. 陵 2 井（$J_2s^1$）；b. 陵 4 井（$J_2s$）；c. 温 1 井（$J_2s$）；d. 台参 1 井；e. 托参 1 井；f. 陵 2 井（$J_2s^2$）；g. 温西 1 井（$J_2s$）；h. 温西 1 井（$J_2x$）；ι. 哈 2 井（$T_2$）

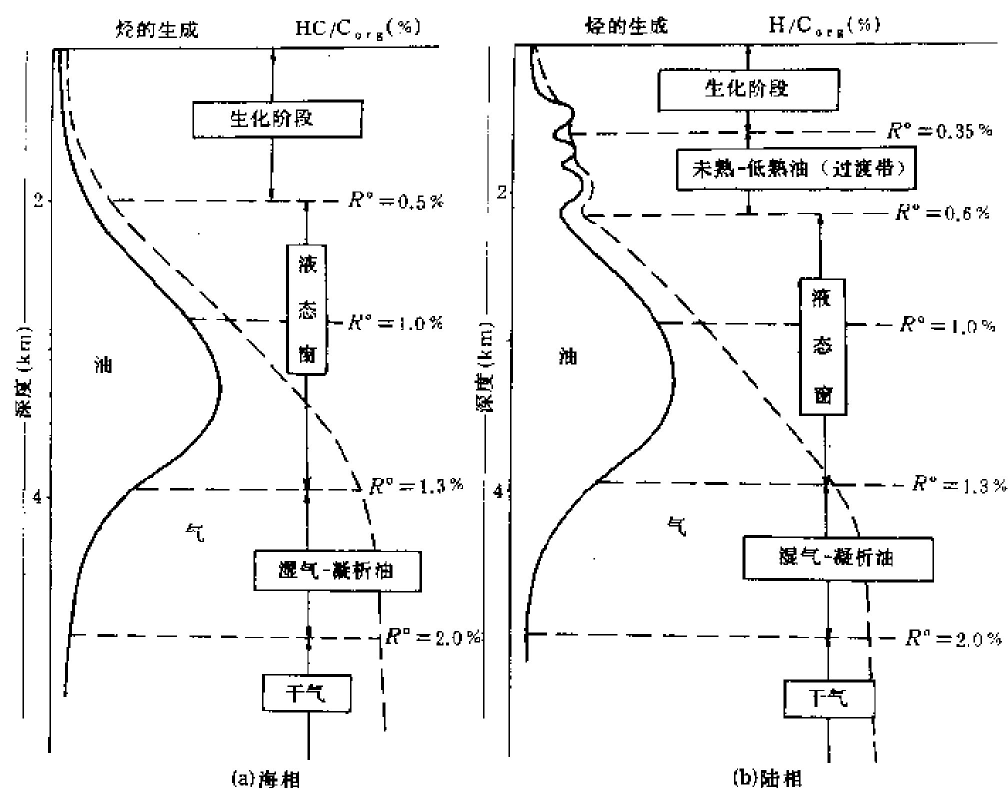



图 9-16 有机质成烃模式图

栓等早期生烃的富氢组分，因而在较早演化阶段即开始生烃，从而导致在其成烃模式中[见图 9-16 (b)]，在尚未进入大量生烃门限之前，就已出现了一些小的“生烃高峰”，这种实例在陆相沉积盆地的成烃模式中是屡见不鲜的。黄第藩（1987）等将其确定为未熟油形成带，徐永昌（1990）等将此带划为天然气生成的过渡带，Galimove（1988）将其确定为“陆源有机质的热化学反应气生成阶段”。笔者将其定为生物-热催化过渡带（见第五章第四节)。这一阶段源岩的 $R^o$值一般在 0.35—0.60%，天然气 $\delta^{13}C_1$值范围是−48—−55‰。由此看来，应用这一理论就不难解释为什么吐哈盆地台北凹陷天然气碳氢同位素如此之轻了。

综合上述资料，笔者认为吐哈盆地中、下侏罗统天然气仍然与油一样，主要来自下侏罗统八道湾煤系。其同位素偏轻主要是由于煤系在过渡阶段（生物热催化阶段）产生的天然气的大量混入所致。

# 第十章　石炭-二叠系煤成烃研究
# ——以南华北地区为例

## 第一节　地质背景

石炭-二叠系是我国北方重要的煤系地层，仅在华北盆地，煤系的分布范围至少120 000km²以上。“六五”期间，在华北北部冀中拗陷的霸县（苏桥）、深县和廊坊三个凹陷中，已找到一批以石炭-二叠纪煤系为烃源岩的“自生自储型”（石炭-二叠系产层）和“古生古储型”（奥陶系产层）工业凝析气藏和轻质油气藏，在华北南部的东濮凹陷中，还发现了“古生新储型”（石炭-二叠系烃源岩、下第三系沙四段产层）的煤成气藏，如文留和马厂气藏，从而揭示了华北地区石炭-二叠系含油气性和煤成烃勘探前景。但是，由于在华北盆地可能含石炭-二叠系煤成烃的有利地带，油气勘探与研究程度仍然较低，故这里我们通过对华北石炭-二叠系的主要产煤层系（上石炭统太原组和下二叠统山西组）的有机岩石学和有机地球化学研究，侧重于探讨南华北地区（鲁南和苏北一带）腐殖煤和腐泥煤的成烃性能。

我国石炭-二叠系煤系形成于多种不同的沉积环境，成煤母质物源输入、沉积环境、水介质条件以及与沉积环境密切相关的细菌改造作用，对煤岩显微组分的类型、数量和性质产生重要的影响。据此，我们将石炭-二叠系煤系划分为三种煤相（或煤的有机相）。作为南华北地区石炭-二叠系煤系的代表性地带，鲁南和苏北的山西组煤层，主要沉积于三角洲平原和分流间湾沼泽地带偏酸性的淡水介质环境，属于弱还原型腐殖煤，划为煤相Ⅲ型；太原组煤层，主要形成于近岸滨海潮间带的潮间（或泥炭坪）沼泽，时有海水侵入，呈偏碱性的半咸水-咸水环境，菌藻类低等水生生物物源输入较为丰富，属强还原腐殖煤，列为煤相Ⅱ型；此外，另一种古沉积环境为潮间带具较深水强还原条件的泥炭沼泽，主要以低等生物为母质形成腐泥煤（藻煤），或以低等生物母质占重要地位构成腐殖腐泥煤（烛煤、藻烛煤等），均属煤相Ⅰ型。煤相Ⅰ型在华北地区主要见于上石炭统太原组中，常以分层和薄夹层形式存在于煤层中，而在华南地区主要见于上二叠统下部的龙潭组。上述三种类型的煤相，分别代表我国晚古生代三种比较典型的成煤环境，不同煤相的煤岩显微组分产烃潜力也有差异。下文试从煤岩学特征、有机地球化学特征和烃潜力分析三个方面，对石炭-二叠系三个煤相的煤成烃条件作一探讨。

# 第二节　煤岩学特征

## 一、煤岩显微组分组成

南华北地区三种类型煤相的煤岩显微组成具有明显的差异。从表 10-1 可以看出：

（1）华北上石炭统太原组和下二叠统下部山西组煤的显微组分，腐殖煤以富镜质组组分，贫壳质组、腐泥组和惰性组组分为特征。太原组（煤相Ⅱ）与山西组（煤相Ⅲ）腐殖煤相比较，太原组镜质组含量更高，惰性组含量偏低，而壳质组和腐泥组含量相近。

（2）太原组的过渡型（煤相Ⅰ）煤均以高含“壳质组＋腐泥组”，贫镜质组，更贫惰性组的腐泥煤、腐殖-腐泥煤或残殖煤为特征。

（3）不同煤相煤在亚显微组分上的特征，主要表现为镜质组中多以基质镜质体占绝对优势，在南华北地区其所占比率的差别，表现为煤相Ⅰ＞煤相Ⅱ＞煤相Ⅲ。但是，煤相Ⅲ则以“均质镜质体－基质镜质体”占优势。“壳质组＋腐泥组”中，总体上煤组Ⅰ以腐泥组为主，煤相Ⅱ以“腐泥组＋孢子体”、角质体、树脂体和木栓质体占优势，而煤相Ⅲ则以孢子体和角质体等壳质组分为主。惰性组中，总趋势是煤相Ⅰ和Ⅱ均以半丝质体和惰屑体为主，其次为丝质体和粗粒体，但煤相Ⅱ中的微粒体与菌类体相对较高，煤相Ⅲ则以丝质体和粗粒体为主，半丝质体和惰屑体次之。

**表 10-1　南华北地区石炭-二叠系煤的显微组分***

| 煤相 | 样品层位（样品数） | 镜质组（%） | 镜质组内组成（%） | | | | 壳质组＋腐泥组（%） | 壳质组＋腐泥组内组成（%） | | | 惰性组（%） | 惰性组内组成（%） | | | 煤的成因分类 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | 壳质组 | | 腐泥组 | | | | | |
| | | | 结构镜质体 | 均质镜质体 | 基质镜质体 | 团块镜质体 胶质镜质体 镜屑体 | | 孢子体 角质体 树脂体 | 壳屑体 油珠** | 藻类体 沥青质体 渗出沥青体** 荧光体 | | 微粒体 菌类体 | 半丝质体 惰屑体 | 丝质体 粗粒体 | |
| Ⅲ | 山西组（17） | 45—75/63 | 8—30/14 | 30—67/43 | 20—68/39 | 0—6/2.5 | 3—21/12 | 80—95/82 | 8 | 10—25/12 | 14—41/25 | 5—10/6 | 30—40/30 | 60—80/65 | 腐殖煤 |
| Ⅱ | 太原组（18） | 37—94/82 | 0—10/4 | 20—73/31 | 34—93/63 | 0—7/3 | 2—14/10 | 40—65/45 | 5—15/10 | 30—60/45 | 2—11/8 | 5—25/13 | 57—75/60 | 20—40/30 | 腐殖煤 |
| Ⅰ | 太原组（4） | 5—15/14 | 0 | 10 | 80—93/84 | 5—10/6 | 65—85/80 | 10—30/15 | 10—15/12 | 60—85/73 | 5—15/6 | 5—15/6 | 40—70/55 | 30—40/36 | 腐殖-腐泥煤或腐泥煤 |

*　分母为各显微组分平均含量、分子为其含量范围。

**　油珠与渗出沥青体均为次生显微组分。

由上述数据可见，不同煤相煤的成因类型，显微组分数量（主要是镜质体含量）和

亚显微组分数量（尤其是不同类型镜质体的数量）均有显著差异。

**表 10-2　镜质组荧光定量分析数据**

| 显微组分 / 煤层（样品数） | 镜质组总量（%） | 荧光镜质体（%） | | 非荧光镜质体（%） | | R°（%） |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 山西组（4） | 70 | 21 | 18 | 71 | 82 | 1.00 |
| | 74 | 15 | | 85 | | 0.68 |
| 太原组（4） | 80 | 67 | 69 | 33 | 31 | 1.00 |
| | 87 | 72 | | 28 | | 0.68 |

通常认为富氢的壳质组和腐泥组组分是煤系地层成烃的主要显微组分，富氢的镜质组组分也可能成为成烃母质。如表 10-1 所示，镜质组是煤相Ⅱ和Ⅲ中最丰富的组分，因而镜质组的类型与成烃潜力，也是研究南华北地区石炭-二叠系煤成烃所关切的问题之一。荧光显微组分定量数据（表 10-2）进一步揭示了煤相Ⅱ和Ⅲ中荧光和非荧光镜质体类型差别，太原组腐殖煤的镜质组以荧光镜质体为主（图版Ⅰ-1；Ⅲ-8），而山西组煤则主要是非荧光镜质体占绝对优势。这种镜质体组成上的差别，势必与其成烃潜力相关。

## 二、镜质组反射率的变异性

实测数据表明，热演化史相同或相近的不同煤相镜质组 R°经常因为镜质组类型差异，以及腐泥组含量不同，而表现出较大的变异性，即出现了镜质组反射率的"抑制效应"。这是由于以煤的腐泥组组分为标志的菌藻类低等生源有机物质进入镜质体的分子结构，引起镜质体性质的改造，并对其反射率产生"抑制"所致。这种效应在煤相Ⅰ、Ⅱ中异常明显，表现为：

（1）随煤相Ⅲ、Ⅱ、Ⅰ中腐泥组含量递增，镜质组反射率 R°数值明显递减；煤相Ⅰ比煤相Ⅲ的镜质组反射率约低 0.15—0.25%（图 10-1）；

（2）同一矿区的同一地质剖面中，太原组腐殖煤（煤相Ⅱ）比山西组腐殖煤（煤相Ⅲ）的 R°值约低 0.05—0.15%，最大达 0.2%（图 10-2）。

## 三、镜质组荧光光性特征

南华北地区石炭-二叠系煤的不少镜质组组分均具荧光性。但是，其荧光性随煤相、煤阶而异。不同煤相镜质组荧光强度变化的总趋势为：煤相Ⅰ＞煤相Ⅱ＞煤相Ⅲ。一些重要的荧光参数也随煤阶差异而呈现出规律性的变化。

（1）镜质组相对荧光强度（$I_{546}$）在低煤阶范围内随煤阶增高而增强，分别在 R°＝0.85%（煤相Ⅱ）和 R°＝0.95%（煤相Ⅲ）处达到最大值，此后随煤阶进一步增高而减弱（图 10-3）；镜质组相对荧光强度随 $R_{max}$递增而增大到最大值的变化过程，可以用煤中富氢组分（包括荧光镜质组在内）的形成与演化来解释。在适宜的沼泽沉积环境下，大量细菌的繁衍及其生物化学作用，使高等植物原始母质（木质素与纤维素）遭受强烈降

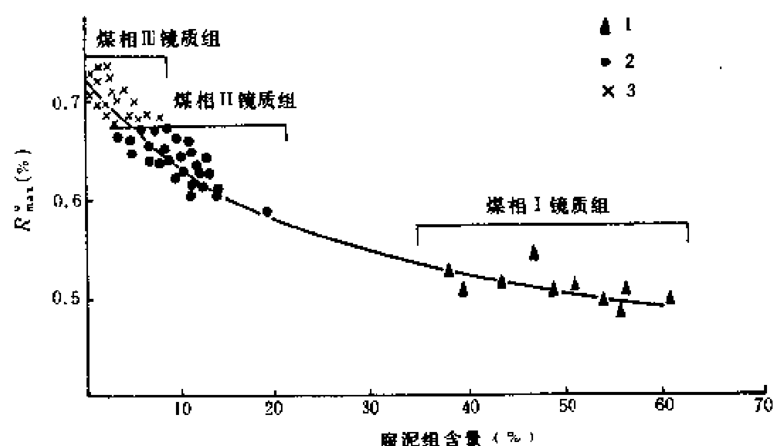



图 10-1　相同或相似演化史条件下 $R^o_{max}$ 与腐泥组组分含量关系图

1. 煤相Ⅰ；2. 煤相Ⅱ；3. 煤相Ⅲ

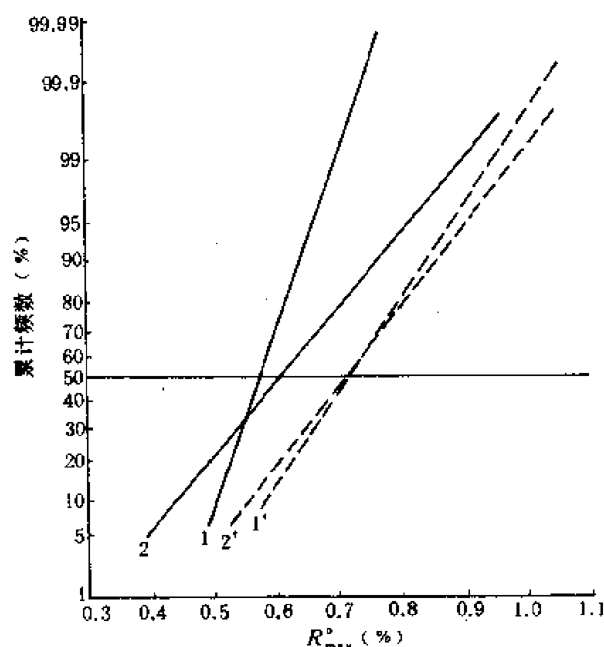



图 10-2　华北地区相同剖面上太原组与山西组腐殖煤实测镜质组反射率的差别

1．徐州太原组煤层；2．兖州太原组煤层；1'．徐州山西组煤层；2'．兖州山西组煤层

解改造，利于富氢组分形成。泥炭化或成岩过程中，生物化学-地球化学作用使分解的低等生物菌藻类脂物成分和（或）高等植物壳质组分，以超显微颗粒的形式渗入镜质体，形成富氢的荧光镜质体。分散在荧光镜质体中的超显微有机组分的转化成烃以及烃类的聚集，使镜质组的相对荧光强度逐渐达到最大值；进一步的热演化，引起有机质或烃类结构与性质的改变，荧光性也逐渐丧失，镜质体相对荧光强度则递降。

镜质组相对荧光强度的变化因煤相不同而异。在图 10-3 中 $R^o$＝0.5—0.95％范围内（即相对荧光强度达到最大值以前），不同煤相镜质组的相对荧光强度序列表现为：煤相

Ⅰ>煤相Ⅱ>煤相Ⅲ，差异性显著；此后随煤阶增高，这种差异性也渐次减小。这种镜质体荧光强度序列，反映不同煤相中荧光镜质体含量和成烃潜力的差别。此外，煤相Ⅰ、Ⅱ的滨海潮间沼泽环境，由于海水反复侵入的影响，易于造成强还原环境和弱碱性-碱性水介质条件，更利于有机物质保存和富氢荧光组分的形成，因此，太原组（煤相Ⅰ、Ⅱ）的相对荧光强度及成烃条件均优于山西组（煤相Ⅲ）煤系

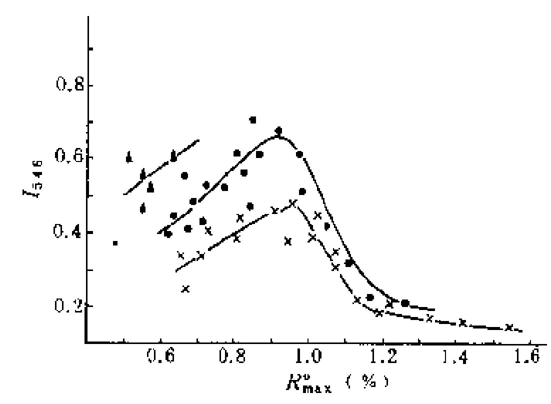



图 10-3 镜质组相对荧光强度 $I_{546}$ 随煤阶、煤相的变化关系

图例同于图 10-1

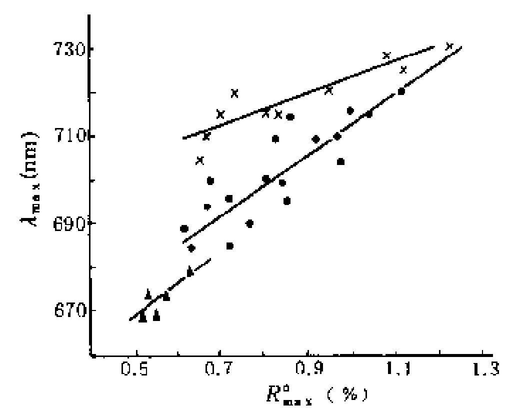



图 10-4 不同煤相煤的镜质组最大荧光强度波长随煤阶、煤相变化关系

图例同于图 10-1

图 10-3 中，与不同煤相镜质组相对荧光强度最高值对应的反射率 $R^o$ 值的变化，表现出煤相Ⅰ、Ⅱ镜质组 $R^o$ 的"抑制作用"，这也体现出菌藻生源有机物质对镜质组的改造与影响。

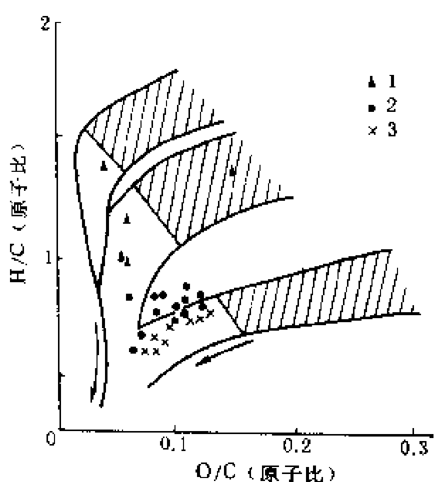



图 10-5 不同煤相煤的镜质组与藻煤、烛煤元的素组成图

1. 煤相Ⅰ（藻煤、烛煤）；
2. 煤相Ⅱ镜质组；
3. 煤相Ⅲ镜质组

（2）随煤阶增高，分子聚合程度增大，荧光发生"红移"现象，最大荧光强度波长（主波长）$\lambda_{max}$ 呈线性增长（图 10-4）。在相同煤阶条件下，不同煤相的镜质组 $\lambda_{max}$ 值相差显著，表现为煤相Ⅰ<煤相Ⅱ<煤相Ⅲ，在 $R^o$=0.50—0.90%区间尤为明显（图 10-4）。这表明与煤相Ⅲ相比较，煤相Ⅰ、Ⅱ中煤的有机分子聚合程度显然要低得多，因而其镜质组组分的成烃潜力自然也应大于煤相Ⅲ镜质组。

## 第三节 有机地球化学特征

### 一、有机元素组成

煤相Ⅱ、Ⅲ镜质组和煤相Ⅰ煤（包括藻煤和烛煤）的有机元素 H/C 和 O/C（原子比）分布如图 10-5 所示。从图可见，依据 van Krevelen 图解划分干酪根类型的标准，煤相Ⅰ的煤分别属于Ⅰ型干酪根（藻煤）和Ⅱ

型干酪根（烛煤和烛藻煤）；煤相Ⅱ的镜质组基本上属于Ⅱ—Ⅲ过渡型（相当于含腐泥腐殖型）干酪根的范畴；煤相Ⅲ的镜质组则基本上属于Ⅲ型干酪根。根据H/C（原子比）可以确认，煤相Ⅰ的腐泥煤或过渡性煤最富氢，煤相Ⅱ煤或其镜质组属富氢腐殖煤，而煤相Ⅲ煤或镜质组属贫氢腐殖煤。

## 二、抽提物产率与总烃产率

总的说来，全层煤样抽提物产率随煤阶增高而增大，分别在$R^o$=0.85%（煤相Ⅱ，镜质组含量70—85%）和$R^o$=0.95%（煤相Ⅲ，镜质组含量65—80%）时达到最大值，然后随煤阶增高而减小；而且煤相Ⅱ的抽提物产率明显高于煤相Ⅲ（图10-6）。这一方面表明随成熟度增高，煤的可溶组分增长的总趋势（图10-6）与煤中镜质组相对荧光强度$I_{546}$的变化规律（图10-3）是一致的；另一方面则揭示由于镜质组类型差异，不同煤相的成烃潜力也有差别。还有一个值得注意的现象是，低阶煤（$R^o$=0.52—0.68%）阶段，煤相Ⅰ（藻煤和烛煤）的抽提物产率（见图10-6中的黑三角符号）明显低于煤相Ⅱ，但相应煤阶范围煤相Ⅰ的相对荧光强度却仍很高（图10-3），其原因可能是由于尚未进入生烃高峰期，腐泥组生成的石油型轻烃被镜质组吸收以及腐泥组有机物质聚合程度低因而荧光强度较高所致；煤相Ⅰ的腐泥组组分含量高（表10-1），但是在此煤阶阶段，煤相Ⅰ尚未达到成烃高峰，所以其抽提物产率仍不算高。此外，以纯度高达90%的煤相Ⅰ、Ⅱ镜质组所作的抽提物产率随煤阶变化曲线与图10-6基本相似，这也说明以镜质组为主的腐殖煤中，可溶组分主要源自镜质组。

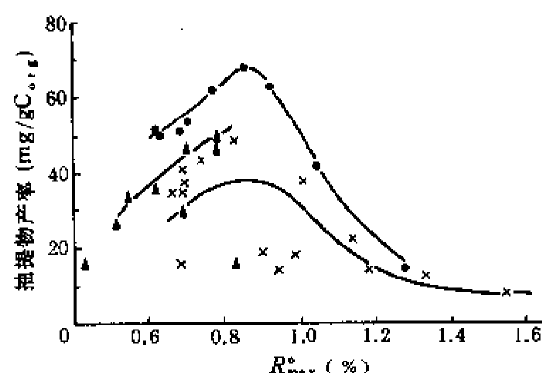



图10-6　不同煤相全层样品抽提物的产率随煤阶的变化关系图
图例同于图10-1

煤相Ⅱ和Ⅲ镜质组的总烃产率随煤阶、煤相的变化规律，与抽提物产率的变化基本一致，即随煤阶增高而增加，在$R^o$=0.80—0.95%范围内达到最大值，此后随煤阶进一步增高而降低（图10-7）。在相同煤阶条件下，与山西组（煤相Ⅲ）相比，太原组（煤组Ⅱ）煤镜质体具有较高的总烃产率；值得注意的是，此时煤相Ⅰ的饱和烃产率远大于煤相Ⅱ、Ⅲ。可见，虽然煤相Ⅰ的抽提物产率低于煤相Ⅱ，但其族组成中，饱和烃产率却与之相反。

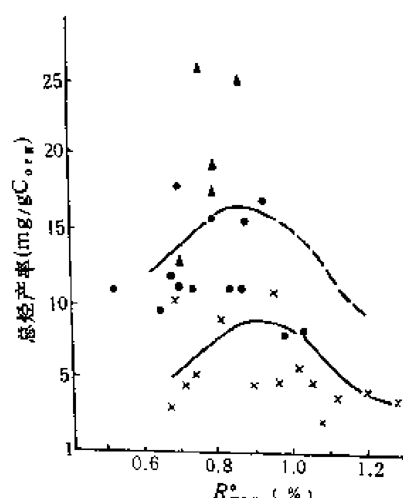



图10-7　总烃产率随煤阶的变化
图例同于图10-1

## 三、生物标志物的组合特征与生源构成

据20个样品的气相色谱和色谱质谱分析资料统计表明，华北盆地（主要是南华北地区）石炭-二叠系煤可溶组分的饱和烃馏分组成基本相似，生物标志物类型组合似乎并不因层位、产地和煤相不同而有明显差别。正烷烃在饱和烃馏分中具明显优势，一般占30—60%以上；其碳数分布主要受煤的成熟度影响，即$R^o$<1%，$C_{21^-}/C_{22^+}$值几乎都大于1。其次$C_{27}$—$C_{35}17\alpha$（H），21β（H）-藿烷系列（三萜烷类）、$C_{14}$—$C_{20}$规则类异戊二烯烃系列（以姥鲛烷和植烷为主，姥/植值一般大于1，最大可达6.29）、树脂二萜烷（包括四环的白叶烷、扁枝烷和贝壳杉烷，以及三环的异海松烷）与倍半萜烷也具有相当数量，含量分别可达10%左右。此外，还有少量烷基环己烷、烷基苯、甾类（孕甾烷与甾烷系列）、三环萜烷与四环萜烷系列，以及异构、反异构和支链烷烃等。以徐州夏桥上石炭统太原组腐殖煤煤层全层样气相色谱图为例，图10-8展示了煤样饱和烃馏分主要生物标志物的分布。

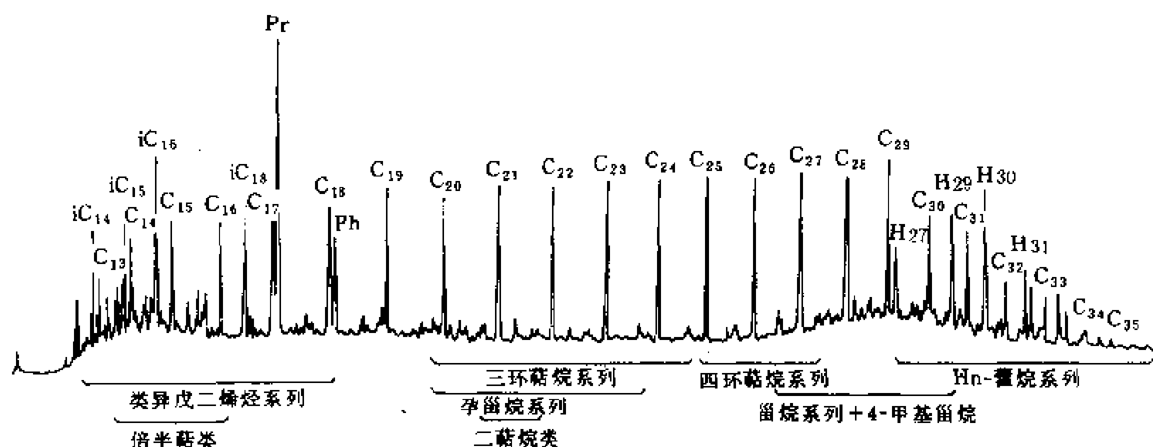


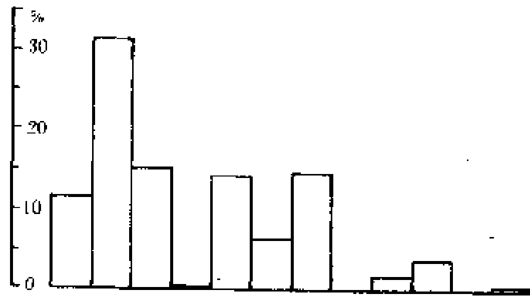
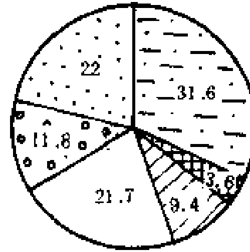

图10-8 徐州矿区上石炭统太原组腐殖煤饱和烃馏分气相色谱图

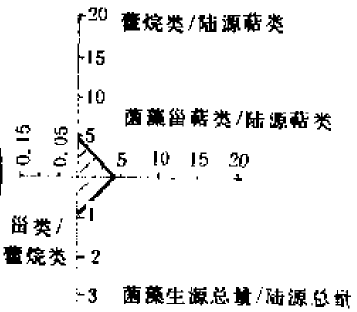
然而，对生物标志组合和生源构成的定量分析表明，南华北地区（乃至整个华北盆地）石炭-二叠系三种煤相生物标志物的数量组合、生源构成百分比，以及标志生源特征的生物标志物参数，却呈现出显著的差异。图10-9和图10-10分别是南华北地区徐州矿区和华北盆地三个不同矿区中，石炭-二叠系成熟度（$R^o$分别为0.67—0.74%和0.69—0.70%）相近的三种煤相煤的生物标志物组合与生源构成的定量对比，其主要差异表现在：

（1）从煤相Ⅰ→Ⅱ→Ⅲ，$C_{22^+}$正烷烃和树脂二萜烷等陆源标志物丰度逐次增高，$C_{22^-}$正烷烃、不规则类异戊二烯烷、三环萜烷、四环萜烷、藿烷和甾烷等的合计丰度逐次降低。以徐州矿区为例，高等植物和树脂植物生源贡献占总生源构成的百分率从18.4%→27.7%→35.2%逐次增加，同时细菌和菌藻生源贡献的百分率从57.9%→45.0%→33.8%逐次减少；菌藻生源总量/陆源总量与菌藻甾萜类/陆源萜类两项参数也逐次减小；

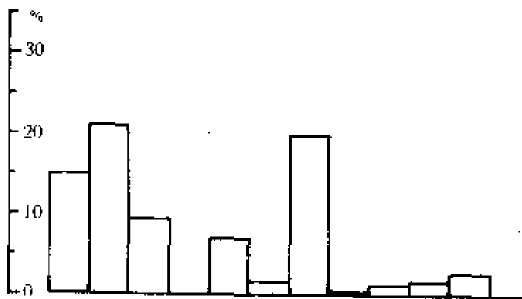
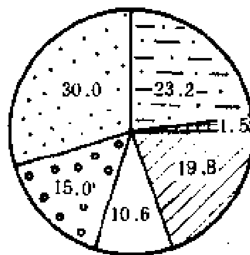
生物标志物组合　　　　　　　　　　生源构成

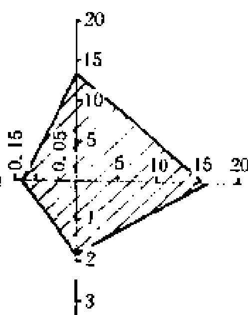
$P_1^1$ 徐州夹河腐殖煤（煤相III） $R^o=0.67\%$

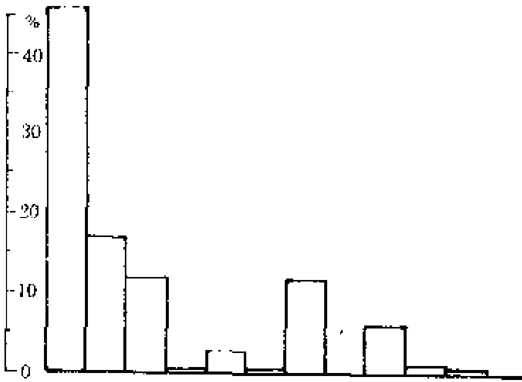
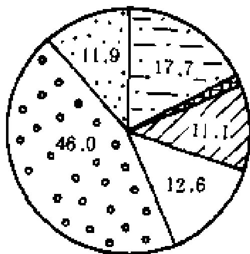



$C_3t$　徐州夏桥腐殖煤（煤相II） $R^o=0.68\%$



$C_3t$　徐州青山泉腐泥煤（煤相I） $R^o=0.74\%$

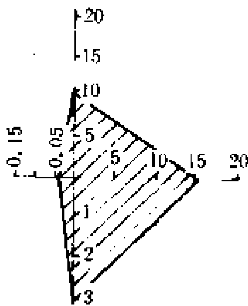




图 10-9　南华北地区徐州矿区三种煤相煤的生物标志物组合与生源构成

1. 正烷烃类 1A≤n-$C_{22}$，1B>n-$C_{22}$；2. 类异戊二烯烃类；3. 异构、反异构及支链烷烃类；4. 倍半萜类；5. 二萜类；6. 二倍半萜类；7. 三萜类；8. 三环萜烷与四环萜烷类；9. 烷基环已烷类；10. 烷基苯类；11. 甾类；12. 未知物

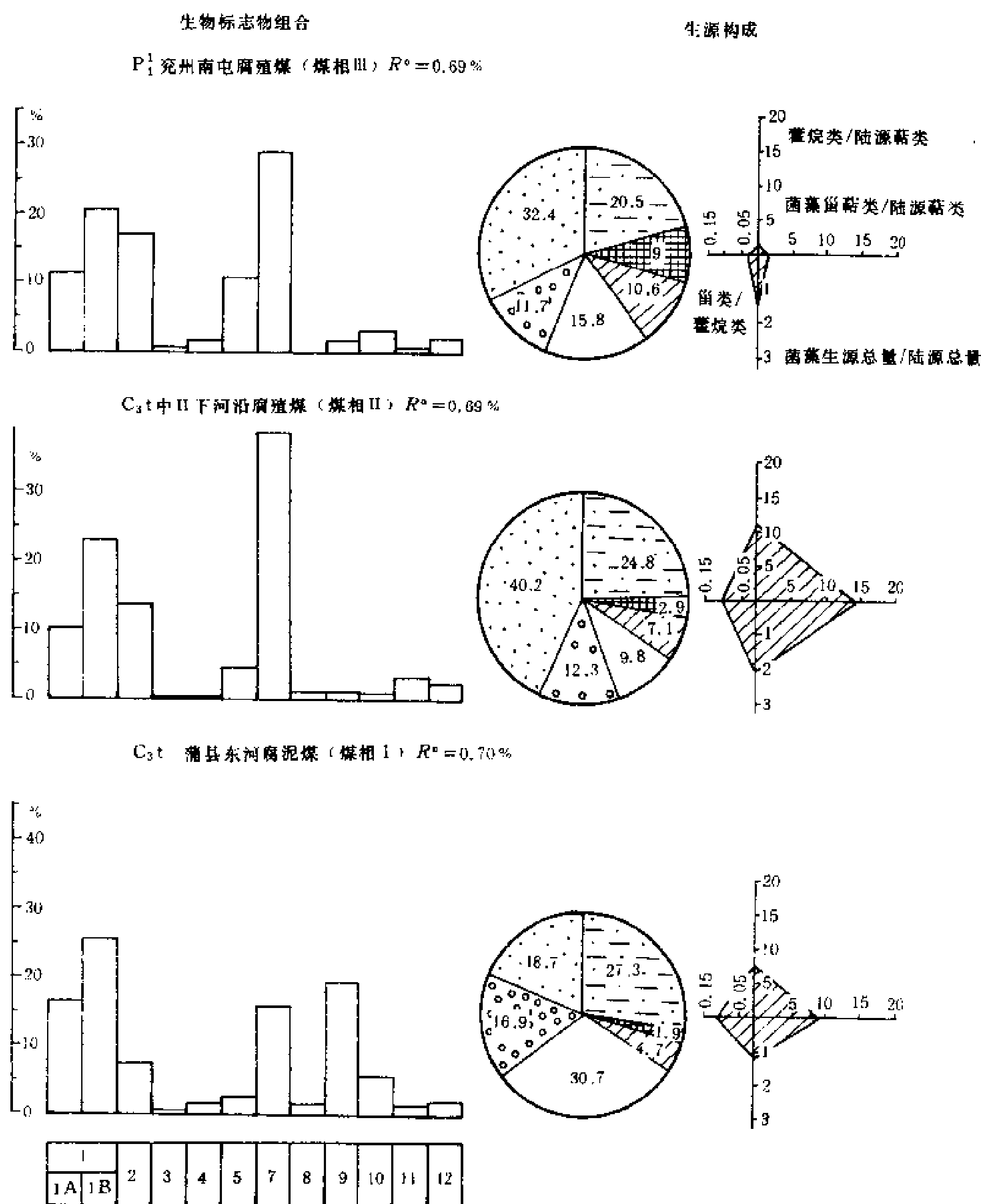



图 10-10　华北地区三种煤相煤的生物标志物组合与生源构成

1—12涵义见图10-9

(2) 细菌生源贡献（如三萜类藿烷系列）在煤相Ⅱ中最为丰富，煤相Ⅰ中最少，煤相Ⅲ中居中；这反映在藿烷类/陆源萜类参数上，也以煤相Ⅱ为最高。从而表明，上石炭统太原组成煤过程中，细菌对镜质组的改造作用及其对成烃影响最大；

(3) 反映藻类和细菌生源相对贡献关系的甾类/藿烷类值，也以煤相Ⅰ（或煤相Ⅰ、Ⅱ）为最高，煤相Ⅲ最小。这表明太原组煤中低等水生生物藻类的贡献，相对较山西组

煤丰富；

(4) 煤相Ⅰ中，细菌生源的藿烷等丰度并非最突出，但是菌藻生源的贡献占总生源构成的百分率最高，这与煤岩类型（徐州青山泉藻煤、蒲县东河烛藻煤）一致。

总之，三种煤相生源构成的基本规律是：陆源生源总量表现为煤相Ⅰ＜煤相Ⅱ＜煤相Ⅲ；细菌与藻类生源总量表现为煤相Ⅰ＞煤相Ⅱ＞煤相Ⅲ；藿烷类细菌生源量表现为煤相Ⅱ＞煤相Ⅲ＞煤相Ⅰ；甾烷藻生源量表现为煤相Ⅱ≥煤相Ⅰ＞煤相Ⅲ。

上述饱和烃馏分生物标志物定量组合与生源构成，从分子级的物质组成上证实了太原组煤相Ⅱ腐殖煤中，具有相对较丰富的菌藻类低等水生生物的生源输入，并且存在着强烈的细菌改造作用。这个结论与晚石炭世华北盆地的古沉积环境与地质发展史相符，随菌藻类低等水生生源输入的增加，腐泥组分的含量也相应增加，这时，煤相Ⅱ逐渐向煤相Ⅰ过渡。

此外，在已分析研究过的24个华北盆地石炭-二叠系样品中，经色谱-质谱分析普遍检测出相当数量的一系列贝壳杉烷型骨架的四环二萜烷，包括ent-白叶烷、16α（H）-和16β（H）-扁枝烷、16α（H）-和16β（H）-贝壳杉烷。据研究，贝壳杉烷型四环二萜烷系列是南洋杉科与罗汉松科裸子植物叶树脂的生物标志物，而南洋杉科和罗汉松科又是澳大利亚吉普斯兰盆地白垩-第三纪的主要成煤植物，也是其煤成烃的主要生源母质。值得注意的是，从宁夏中卫至河北唐山、江苏徐州，从内蒙古准格尔旗、东胜到河南平顶山，这一系列四环二萜烷遍布于华北石炭-二叠系煤中，但是，在南方的同时代煤系［如浙江长兴龙潭组（$P_2^1$）和贵州水城汪家寨组（$P_2^2$）］中却不发育。这表明华北石炭-二叠系也具有某些与吉普斯兰盆地相似的煤成烃生源母质。

## 第四节　煤成烃潜力的分析评价

### 一、Rock-eval 热解法分析结果

(1) 产油潜量（$S_1+S_2$）随煤阶和煤相呈现出类似镜质组相对荧光强度（图10-3）、抽提物总量（图10-6）和总烃含量（图10-7）的规律性变化，即不同煤相的产油潜量随煤阶增高而增长，分别约在$R^o=0.85\%$（煤相Ⅱ）和$R^o=0.95\%$（煤相Ⅲ）处达最大值，此后随煤阶增高而降低。在$R^o=0.50—0.95\%$范围内，不同煤相的$S_1+S_2$表现为煤相Ⅰ＞煤相Ⅱ＞煤相Ⅲ，这种差异随煤阶的进一步增高而缩小（图10-11）。不同煤相$S_1+S_2$最大值所对应的煤阶$R^o$值也不同，也可能表明煤相Ⅰ、Ⅱ的$R^o$值受到了"抑制"。

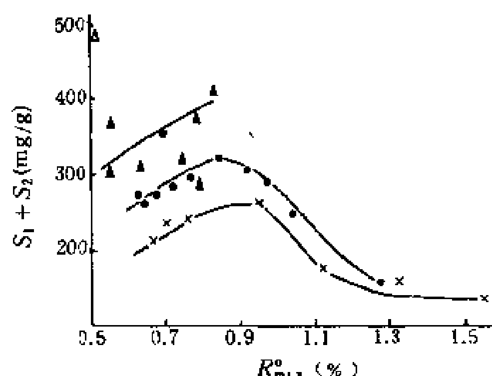



图10-11　不同煤相煤的产油潜量（$S_1+S_2$）随煤阶变化关系

图例同于图10-1

产油潜率（图10-11）与相对荧光强度（图10-3）的良好相关性，也可从图10-12得到进一步证明：煤相Ⅱ镜质组均分布于$I_{546}$和$S_1+S_2$两

者的相对高值区；而煤相Ⅲ镜质组则处于两者的低值区。这充分显示出两种煤相镜质组成烃性质上的明显差别。

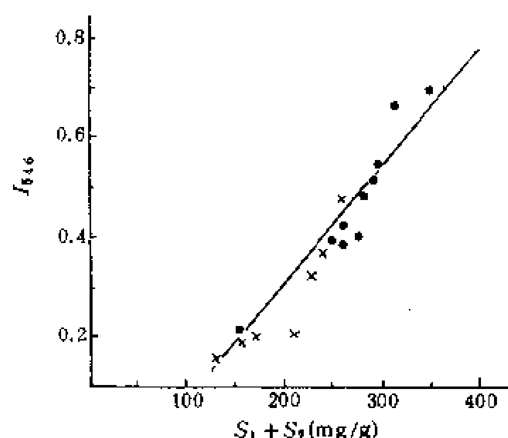



图 10-12 镜质组相对荧光强度与产油潜量曲线峰值的相关图

图例同于图 10-1

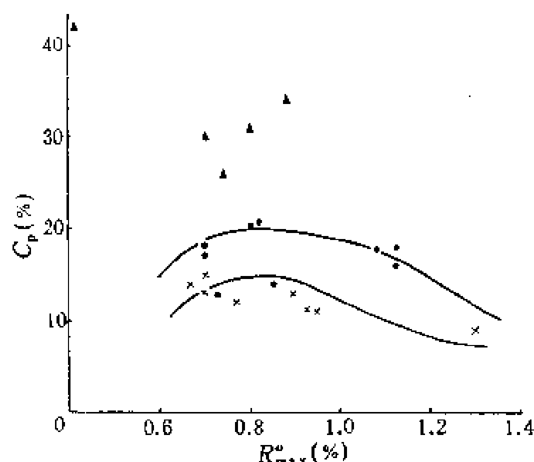



图 10-13 不同煤相煤的有效碳随煤阶的变化关系

图例同于图 10-1

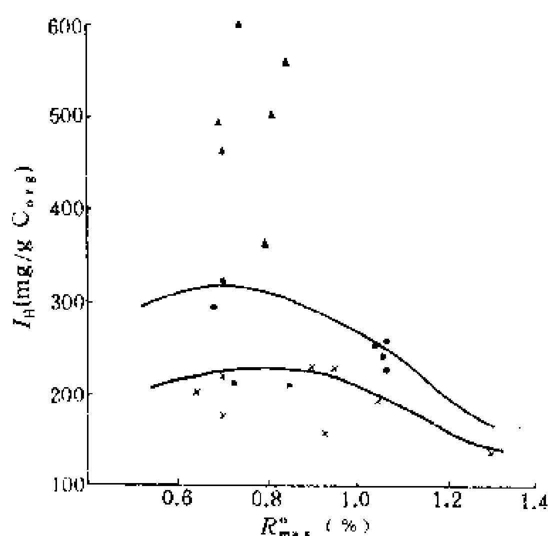



图 10-14 不同煤相煤的氢指数随煤阶变化关系

图例同于图 10-1

(2) 有效碳 ($C_p$) 随煤阶和煤相所呈现的规律性变化 (图 10-13)，与产油潜量的变化规律非常相似 (图 10-11)，在相同煤阶范围中，不同煤相有效碳的差异以及有效碳最大值所对应的煤阶差别，都表明了 $C_p$与 $S_1+S_2$的一致性。

(3) 氢指数 ($I_H$) 随煤阶和煤相的变化规律也与产油潜量相似，但更相近于有效碳 (图 10-14)。由于 $C_p$和 $I_H$所测定的样品为全煤样，而 $S_1+S_2$采用镜质组富集样（指煤相Ⅱ和Ⅲ），因此，$S_1+S_2$所呈现的规律性更为清晰。然而，它们之间变化趋势的一致性却是相当明确的。此外，煤相Ⅰ的 $C_p$和 $I_H$值的分布，与 $S_1+S_2$比较，显得比煤相Ⅱ和Ⅲ镜质组要大得多。

上述热解数据表明，南华北地区不同煤相煤的生油潜能确有显著差异。

## 二、对石炭-二叠系不同煤相煤的成烃潜力评价

### 1. 煤相Ⅰ腐泥煤、腐殖-腐泥煤和残殖煤的成烃潜力

普遍认为，煤的腐泥组和壳质组组分是有效的成烃母质，煤的生油潜力在很大程度

上取决于这两种组分的含量。本书按照成煤母质与沉积环境特点，将腐泥煤（藻煤）、腐殖-腐泥煤（烛煤、烛藻煤）和残殖煤（如树皮煤）概括为煤相Ⅰ，其共同特点是腐泥组（藻类体、沥青质体）和壳质组（孢子体、角质体等）组分占绝对优势，含量一般占66—80%，且主要是腐泥组；镜质组含量低，一般为14—16%，且以基质镜质体为主，惰性组含量极少，仅占6—9%（表10-1）。因此，煤相Ⅰ的生烃潜力，可以视作主要是腐泥组和壳质组的生烃能力。

煤相Ⅰ具最高的H/C（原子比），是最富氢的煤种，对应于Ⅰ型或Ⅱ型干酪根，这种干酪根类型理应具有最高的成烃潜力。

与煤相Ⅱ、Ⅲ相比较，煤相Ⅰ具有最强的相对荧光强度、最低的$\lambda_{max}$值，不仅反映这类煤种聚合程度低，相当富氢，而且预示其应具最高的抽提物产率。可是，煤相Ⅰ的实际抽提物产率却低于同煤阶的煤相Ⅱ，其原因在于：所研究的煤样处于较低煤阶（$R^o$<0.8%），仅达到腐泥组和壳质组的生油门限值（$R^o$=0.70%），尚未达到成烃高峰期，因此抽提物产率相对较低。尽管抽提物产率偏低，但煤相Ⅰ的总烃产率则要高于同煤阶的煤相Ⅱ，反映其成烃效率高、质量好。而且，煤相Ⅰ的热解有效碳、氢指数和产油潜量都要显著高出同煤阶的煤相Ⅱ、Ⅲ，反映出其潜在的生烃能力。根据其产烃潜力指标，抽提物产率一般大于25mg/g、产油潜量（$S_1+S_2$）一般大于300mg/g、H/C（原子比）一般为1.0，煤相Ⅰ应属于一般生油岩-良好烃源岩范畴。

在华北石炭-二叠系中，煤相Ⅰ常以薄夹层或透镜体形式见于煤层中。虽然其数量相对有限，但是局部富集腐泥组和（或）壳质组的煤分层，仍然可以成为良好的有效烃源岩，例如华北冀中拗陷文安斜坡苏桥等地发现的石炭-二叠系壳质组残殖煤和烛藻煤作为烃源岩的“自生自储”和“古生古储”油气藏即为一个实例。

我国石炭-二叠系煤系属近海型海陆交互相含煤建造，广布于华北（$C_3$—$P_2^1$）和华南地区（$P_2$），华南上二叠统龙潭组（$P_2^1$）煤从西南至东南广泛分布，其中煤相Ⅰ占有相当大的比例，如贵州水城烛藻煤、湖南富孢子煤、浙江和安徽的富壳质组煤，以及浙江长兴、江西乐平的树皮残殖煤等，几乎都是近海相强还原环境下形成的富氢腐殖煤和腐殖腐泥型煤。因此，研究石炭-二叠系煤相Ⅰ的煤成烃潜力是具有实际意义的。

**2. 煤相Ⅱ和Ⅲ腐殖煤成烃潜力的比较**

本书重点在于华北地区上石炭统太原组和下二叠统下部山西组腐殖煤的煤成烃。根据煤质和沉积环境差异，前者称为煤相Ⅱ，后者为煤相Ⅲ，其共同特点都是富镜质组、贫腐泥组和壳质组的腐殖煤（表10-1）。虽然山西组煤相对有较多的惰性组组分，由于其产烃能力差，华北煤相Ⅱ和煤相Ⅲ腐殖煤的生烃能力，大体上可视作镜质组的生烃问题。

以往，人们对煤成烃研究的注意力多集中在富氢的腐泥组和壳质组上，忽视了所谓“贫氢”的镜质组。通过上述研究发现，镜质组并非一律贫氢，富氢者也相当多见。因此，不同类型的镜质组组分具有不同的生烃潜力，这是评价煤相Ⅱ和Ⅲ腐殖煤成烃潜力的基础。

煤相Ⅱ和煤相Ⅲ显微组分的显著差异在于煤相Ⅱ太原组煤的镜质组含量高（>80%），而且其中$R^o$较低的富氢镜质组含量通常可占镜质组总量的一半以上，甚至更多（表10-2）。镜质组富氢程度不同导致太原组煤与山西组煤生烃潜力存在明显差异。

与相同煤阶的煤相Ⅲ相比较，煤相Ⅰ的镜质组具有较强的相对荧光强度和较低的 $\lambda_{max}$，表明煤相Ⅰ煤或镜质组更为富氢，这有助于区分腐殖煤的产烃潜力。同时，煤相Ⅰ的镜质组也具较高的 H/C（原子比）值，相当于Ⅱ—Ⅲ型（腐泥-腐殖型和腐殖型）干酪根；而煤相Ⅲ H/C（原子比）值偏低，相当于相对贫氢的Ⅲ型干酪根。因此，这两个煤相的生烃潜力是有差别的。

煤相Ⅰ的有效碳、氢指数和产油潜量均显示出良好的一致性，都高于同煤阶的煤相Ⅲ，反映煤相Ⅰ的生烃潜力高于煤相Ⅲ。

从可溶组分特征上看，煤相Ⅰ抽提物产率随镜质组数量的增多，或富氢荧光镜质体数量的增多而增多；而煤相Ⅲ的镜质组与荧光镜质体含量较少，抽提物产率也低。抽提物产率变化与镜质组的相关性证明，腐殖煤可溶组分主要来源于镜质组自身，煤相Ⅰ具有高抽提物产率（低阶煤时可达 45mg/g 以上），可作为腐殖煤和镜质体生油的重要依据。

生物标志物组合的生源构成表明，煤相Ⅰ比同煤阶煤相Ⅲ，具更高的菌藻类和细菌生源贡献。因而，从分子级水平证实了煤相Ⅰ煤中确实富含低等生源的物质输入。

根据煤相Ⅰ、Ⅲ镜质组抽提物产率一般大于 45mg/g（大于 15 或 25mg/g）、生油潜量（$S_1-S_2$）一般大于 250mg/g（>200mg/g）和 H/C（原子比）值大于 0.8（>0.6）等指标判断，煤相Ⅰ煤已达到烃源岩-良好烃源岩标准，而煤相Ⅲ则属于烃源岩的临界范畴。

华北石炭-二叠系煤系是我国最重要的含煤建造，其煤储量占全国各地质时代总储量的第二位。该煤系遍布华北地区，其中太原组、山西组和石盒子组都是具有重要工业价值的煤层，几乎都是以镜质组为主要组分的腐殖煤，不仅都是良好的气源岩，也可能是较好的油源岩。因此，华北地区具有寻找以太原组为烃源岩的煤成油气藏，和以山西组、石盒子组为烃源岩的煤成天然气藏的可能。

# 第四篇　烃源岩产烃潜力及评价方法

源岩的产烃潜力系指该源岩在成烃演化阶段，从生物化学阶段到最终甲烷化阶段的全过程中所生成油气的总量，亦即最大油气生成量。研究表明，源岩的生烃潜力与其有机质丰度、成烃母质类型及其热演化程度密切相关。因此，石油地质学家常以生烃潜力的大小来评价源岩的优劣。

20世纪80年代以来，随着油气勘探的发展、油气生成理论研究的不断深入，源岩研究最重要的进展之一就是其生烃潜力的定量评价。对于各种沉积盆地或凹陷，石油地球化学家不仅可以通过源岩定性评价的方法弄清其是否具有油气生成的地质和地球化学条件，而且可以通过源岩产烃潜力的定量评价方法，比较准确地计算出一个盆地或凹陷在整个地质历史时期的油气生成总量，同时，结合现今人们对油气运移和聚集理论研究的认识，计算出各地质时期油气的排出量，进而利用三维盆地模拟，结合地质分析，预测一个盆地或凹陷的油气资源。因此，各类源岩生烃潜力的估算具有十分重要的意义。

关于各类源岩生烃潜力的测定目前主要采用未成熟源岩的岩石评价仪分析，从而求出各类源岩生烃潜力的代表值；随着现代分析及模拟技术的发展，人们亦采用各类未成熟源岩进行成烃过程的热压模拟实验，从而分别测算出各类源岩不同演化阶段的气、液态烃生成量，为各类源岩生烃潜力评价提供依据。

烃源岩生烃潜力定量评价的实质就是要定量计算出一个盆地或凹陷的总生烃量和排烃量，在此基础上，结合区带分析及圈闭预测计算出该区的油气资源。本篇从烃源岩定量评价研究出发，结合笔者在该领域的工作实践，重点介绍热压模拟法计算油气生成量、数字化积分法计算总生油量和盆地模拟法计算生烃量、排烃量的方法。这些方法是现今国内外油气勘探及资源评价中普遍使用的。

# 第十一章　烃源岩生烃过程的热压模拟实验研究

早在20世纪初，煤化学家为了探讨煤的气化机理就开始对煤进行高温加热实验。到本世纪60年代，石油地球化学家为了更好地了解油气的生成、运移和聚集机理，对沉积岩石中有机质的热成熟作用进行了广泛的研究。有机质的室内热解试验广泛地用来模拟不同条件下的油气生成过程；评价不同类型干酪根的产油气潜力；研究有机质在不同条件下进行的加热实验可以导致不同的热解产物，如有机质在无水条件下加热和有过量水存在的条件下加热的产物有显著的不同；研究热成熟作用中矿物基质对有机质的影响，进一步证明某些粘土矿物对一些反应有催化作用，并证明其对已生成的烃类有吸附作用（Eltantaway and Arnold，1972；Espitalie et al.，1980，1984）。

目前，国内外在热压模拟实验研究方面的总发展趋势已进入低温（不高于350℃）、长时间（最长达6年多）、大进样量（吨）以及高温高压控制条件下的专项实验阶段。具体的实验内容主要限于油气生成机制探讨及煤气发生率的研究。80年代以来，中国石油地球化学工作者在利用热压模拟探讨成烃机制的同时，已开始模拟地下油气生成的主要条件和各类源岩不同演化阶段的油气生成潜力。其目的是企图利用各类源岩（包括可燃有机岩）在不同演化阶段的气、液态烃产率，结合沉积盆地的具体地质条件（埋藏历史、受热历史和热演化生烃史），进行盆地模拟，估算盆地的油、气生成量，在此基础上进一步预测油气资源。

值得提出的是，关于各类源岩生气量的计算及煤气发生率的研究国内外不少学者从非模拟实验角度出发也进行了大量的工作，物质平衡法就是其中的一种，迄今，仍有不少学者在不同地区用此方法估算天然气生成量。1984年，李汶国利用有机物元素组成在演化过程中的物质平衡，分别计算了腐泥型、混合型及腐殖型母质不同演化阶段的生气量。1989年，王新洲等提出在地质体中演化成烃的主要有机质是干酪根，在成岩早期，有机质中还存在部分氨基酸和少量原始可溶有机质，这些物质主要由碳、氢、氧元素组成，在演化过程中主要产物为烃类、$CO_2$和$H_2O$。它们之间始终处于动态平衡状态，通过动态平衡中碳、氢、氧元素转化的分析认为，碳在任何情况下都是充足的。因此，氢是生成烃的关键，但它既可生成烃，又可生成水，氧则主要生成$CO_2$和$H_2O$。假如知道了生成$H_2O$和$CO_2$各消耗的氧，则被氧在生成$H_2O$中所消耗的氢就可以计算出来。假设含一吨的干酪根的原始有机质，知道它们的氢碳原子比和氧碳原子比，就可以求出氢的总重量和氧的总重量。当原始有机质演化到某一阶段后，从所计算此阶段氢的总重量中扣除生成水的氢重量，再扣除残余干酪根的氢重量和生成液态烃的氢重量，余下的就是可生成烃

气的有效氢。由此思路进行生气量的理论计算[①]。

本书在前人工作基础上，为了获得各类源岩在不同演化阶段气、液态烃的产率参数，经过方法的选择和比较，确定用热压模拟，直接利用各类烃源岩，在恒温40小时条件下，直接获得各类源岩不同演化阶段的气、液态烃产率。液态烃中$C_6$—$C_{14}$馏分采用专用装置计量，与此同时，对于该馏分还采用热解色谱相同馏分比较，从而获得这一馏分的重要信息，这是热压模拟中的一项关键技术。

为了对全国资源预测，尤其是天然气资源预测提供重要参数，本书在全国范围内选择三大岩类（碎屑岩、碳酸盐岩和可燃有机岩）的不同地区的样品进行热压模拟，获得了一批源岩各演化阶段的气、液态烃产率，为盆地模拟等各种方法计算有关地区的油、气生成量提供了重要参数。

本书在测算各类源岩不同演化阶段的气、液态烃产率的同时，还对人工热压模拟过程中不同演化阶段气、液态产物的地球化学变化特征进行了研究。其结果对各类源岩的生烃模式研究提供了重要信息。

值得提出的是，本书所进行的热压模拟实验中，在$C_6$—$C_{14}$馏分的定量计量方面取得了突破性进展，这对各类源岩生烃潜力的定量评价提供了科学依据。

## 第一节　实验方法及流程

目前，烃源岩的热压模拟实验已成为石油地球化学研究的重要实验技术之一。但具体的研究目标和内容不同，所采取的实验方法及流程亦各异。本书重点介绍“密闭式热压模拟”及“内加热压实式模拟”两套实验装置及流程。

### 一、密闭式热压模拟实验装置及流程

该装置由热解加温和收集计量两部分组成（图11-1），其功能及流程简述如下：

加热炉：用耐火材料制成的专用加热炉，可降低加热炉功率，改善了炉子的温度控制及保温性能，并消除了釜体的磁感应电流。

温压釜：用不锈钢特制的可完全密封的管状体，其密封盖有数个与外连通的出口，由阀门控制，并可以接上压力表直接观测釜体内压力。

收集计量装置：油气水计量的主体部分采用抚顺煤炭研究所研制的“脱气仪”。在温压釜与气体计量系统之间增设有一套油水冷却收集装置，冷却液为−50—−80℃无水乙醇（采用液氮冷却），热解油和收集过程是将已恒温至某一特定温度下的带试样温压釜高压阀门打开，使高温气、液混合物自釜内流出，通过冷却装置，热解油和水被冷凝于管之下部，气体继续前进流入双臂计量管进行计量和收集，控制高温混合气流的速度，可使$C_6$以上的液态烃全部冷凝下来。之后，取下冷凝管，使冷凝物自然融化，在接近零度时，迅速分离油和水，油样密封称重后，在低温下保存。同时气体也可计量并取样分析。

实验流程：实验前预先将样品粉碎至120目以下，在低温条件下（50℃左右）烘干。

---

① 王新洲等，1989，天然气生成量及其成因模拟实验研究报告附件。

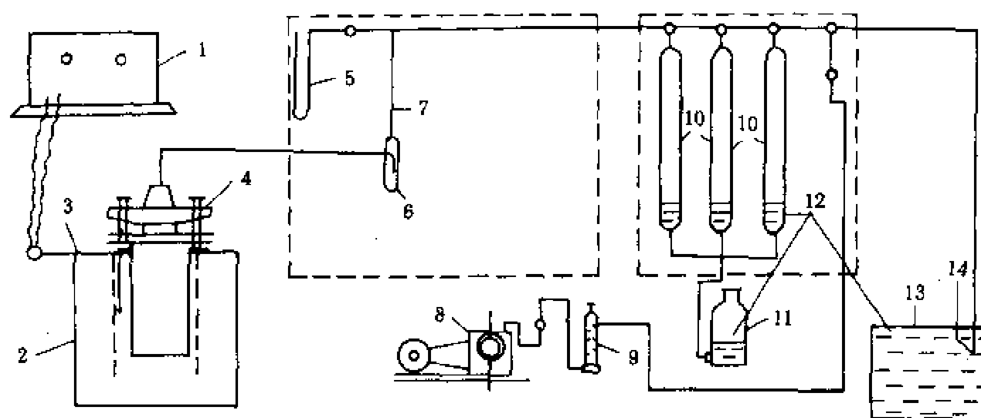



图 11-1　密闭式热压模拟实验装置示意图（据长庆研究院资料）

1. 自动控温仪；2. 管式加温炉；3. 热电偶；4. 温压釜；5. 水银真空柱；6. 冷凝部分；7. 旋片式真空泵；8. 干燥塔；9. 量管；10. 双臂计量管；11. 饱和食盐水；12. 玻璃缸；13. 饱和食盐水槽；14. 取气样口

然后称取一定量的样品（几十至几百克），装入温压釜内密封，用真空泵抽空数小时，将空气全部排出，把釜置于管式炉中加热。自动控温，恒温若干小时后切断电源，自然冷却至 300℃左右。连接温压釜与收集计量装置进行收集计量。

## 二、内加热压实式热压模拟实验装置

该装置主要构成见图 11-2。这个装置可以模拟不同选定温度、地静压力、反应压力下的有机质热压模拟实验，并有模拟参数选择和调整灵活、升温速率快、床层温度分布均匀、控制调节灵活等特点，它主要由反应器、控温系统、控压系统和计量系统四大部分构成。

反应器：是本装置的核心部分，为高压筒状反应器，其轴向上有可沿轴向移动柱塞，通过柱塞可以用压力机对试样施加模拟地静压力。在反应段将试验样品与加热元件分层装填，最大有效装样容积约 170ml。

控温系统：本装置对试样采用中频感应加热，这是本装置的一大特点。由于它是从试样的“内”、“外”同时加热，所以加热迅速、均匀。

控压系统：可控制反应器内的地静压力和反应压力，它由压力机、高压计量泵、耐压阀门及压力指示表等部件组成。

计量系统：主要是一套自制的间歇式气体流量计，其主要构件如图 11-2 所示。

实验流程：称取 30.0g 准备好的试样五份，并与加热块一起分层装入反应器内，用高压泵将自配的 4 000ppm 的 $NaHCO_3$型水压入反应器内，确保反应器及油、气管路畅通之后，打开冷却水、开启中频电源加热升温，从 200℃开始恒温，待几乎不产气时，快速升温至高一温阶，恒温……这样直至最终目的温度为止。在实验过程中，随时记录产气量，并分段取样分析，最后拆开装置，取出固体残样，称重。

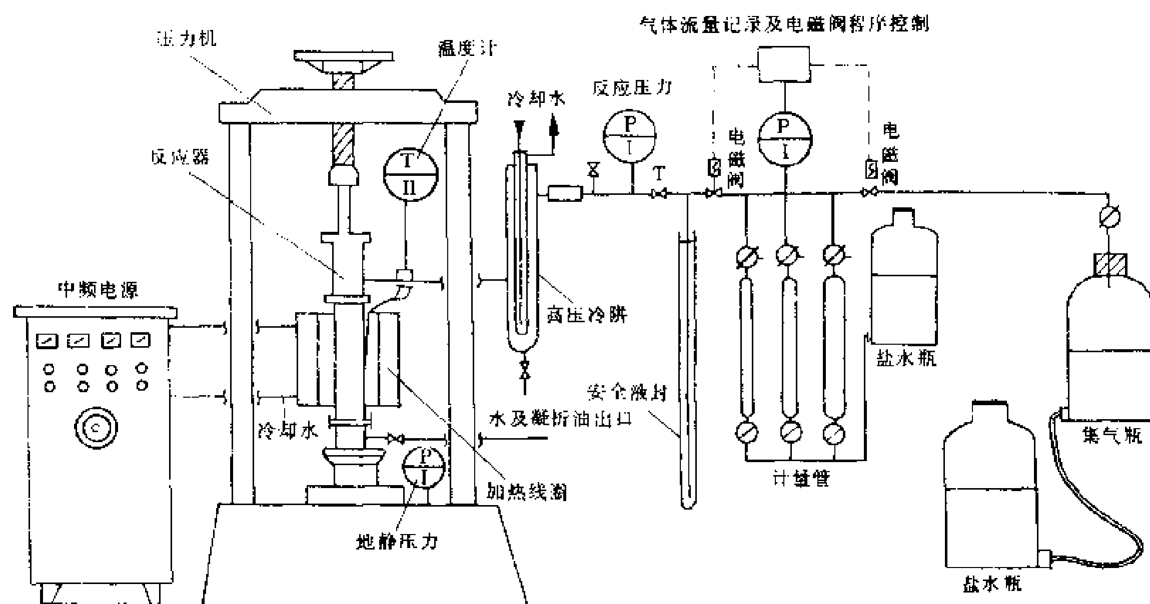



图 11-2　内加热压实式热压模拟实验装置示意图

## 第二节　实验结果

为了获得各类源岩不同演化阶段的气、液态烃产率，根据干酪根热降解生烃原理，本书选择各类未成熟源岩进行实验模拟，其模拟累计生烃量视为最大生烃量（或原始生烃量），各演化阶段生烃量可以直接测算，从而实现在实验室内再现油气生成过程。然而，由于干酪根热降解成烃的地质过程要求的实际地温较低，据统计资料和原油中某些温度指示化合物（如卟啉等）表明，无论地质年代新、老的源岩层，一般均未超过 200℃。因此，人们不可能在实验室中再现实际地质过程中的时间-温度关系。庆幸的是，石油地球化学家发现了地质历史过程中油气生成的时间和温度互为补偿，这就为实验室内再现油气生成过程，定量测试各演化阶段的气态及液态烃产率提供了依据。与此同时，为了进一步证明不同演化阶段模拟产物数量及质量的可靠性，本书一方面利用模拟气、液态烃产物恢复成烃模式与各类源岩自然成烃演化模式相比较，另一方面将模拟产物的组成与自然演化产物相比较，从而进一步判别模拟结果的可信度。

### 一、热压模拟实验各类源岩的地球化学特征

有关热压模拟所选择的岩样的产地、地质年代、岩性及其有机质丰度、母质类型列于表 11-1。为了使模拟样品具有一定的代表性。本书选择了可燃有机岩（包括煤及油页岩）、碎屑岩及碳酸盐岩三大岩类，其中碎屑岩还采集了腐泥型、腐殖型和过渡型源岩。这些源岩的地质时代从奥陶纪至第三纪。关于热模拟试样的热成熟度，通过镜质组反射率及岩石最高热解峰温的测定，$R^o$值一般小于 0.5%，$T_{max}$一般小于 435℃，故将这些试

样确定为未成熟源岩。

**表 11-1　热压模拟试样地球化学参数表**

| 采样地区或井号 | 地层时代 | 岩性 | 热演化参数 | | 有机质丰度 | | | | 母质类型 | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | | 原子比 | | 热解 | | | 干酪根镜检 | | | | 红外 | |
| | | | $R^o$ (%) | $T_{max}$ (℃) | $C_{org}$ (%) | 氯仿 A (%) | 总烃 (ppm) | $S_1+S_2$ (kg/t) | H/C | O/C | $I_H$ | $I_O$ | $\frac{C_p}{C_{org}}$ | 无定形 | 壳质组 | 镜质组 | 惰质组 | $\frac{2920}{1600}$ | $\frac{1700}{1600}$ |
| 山东黄县 | E | 褐煤 | 0.42 | 425 | 60.80 | 2.1224 | 46289 | 130.1 | 1.03 | 0.16 | 208 | 19 | 18.6 | | 1.0 | 96.0 | 3.0 | 0.447 | 0.470 |
| 云南保秀 ZK4 孔 | Q | 褐煤 | 0.21 | | 56.2 | 2.0599 | | | 0.94 | 0.23 | | | | | 6.0 | 77.0 | 17.0 | 0.331 | 0.718 |
| 扎赉诺尔煤矿 | $J_3$-$K_1$ | 碳质泥岩 | 0.40 | 425 | 1.92 | | | | 0.73 | 0.17 | 67 | 32 | 6.2 | | | | | 0.68 | 0.89 |
| 云南金锁煤矿 | E | 褐煤 | 0.22 | | 54.04 | 6.6910 | 4088 | | 0.93 | 0.24 | | | | | 4.0 | 85.0 | 11.0 | 0.683 | 0.752 |
| 浙江长兴 | P | 残殖煤 | 0.60 | | 63.16 | 3.5420 | 12613 | | 1.06 | 0.06 | | | | | 82.83 | 15.65 | 1.52 | 0.896 | 0.109 |
| 山西蒲县 | P | 烛藻煤 | 0.45 | | | 2.3662 | 8341 | | 1.08 | 0.06 | | | | | | | | | |
| 新疆乌苏水电厂 | $J_{2x}$ | 碳质泥岩 | 0.42 | | 22.65 | 0.4428 | 68 | | | | | | | 1.25 | 12.00 | 79.25 | 7.50 | 0.52 | 0.47 |
| 广东茂名 | E | 油页岩 | 0.30 | 436 | 9.94 | 0.1903 | 566 | 56.65 | 1.15 | 0.12 | 608 | 14 | 51 | | | | | 2.008 | 0.708 |
| 泌阳凹陷泌 80 井 | $Eh_3$ | 泥岩 | 0.27 | 446 | 4.63 | 0.7266 | 4868 | 340.3 | | | | | | | | | | 4.3 | 0.85 |
| 廊固凹陷安 29 井 | $Es_3$ | 泥岩 | 0.32 | 428 | 1.83 | | | 12.03 | 1.27 | 0.15 | 432 | 46 | 38 | 54.75 | 21.75 | 22.75 | 0.75 | 1.960 | 1.251 |
| 松辽杜 6-11 井 | $K_1$ | 泥岩 | 0.43 | 434 | 3.11 | 0.0498 | 273 | 14.57 | | | 320 | 22 | 28 | 46.75 | 46.50 | 6.75 | | 3.383 | 0.938 |
| 鄂尔多斯环 14 井 | $O_2p$ | 灰岩 | 0.60 | 439 | 0.49 | | | 1.16 | | | 213 | 30 | 22 | 86.75 | | 2.75 | 10.50 | | |
| 塔里木巴 4 井 | C | 灰岩 | 0.42 | | 1.00 | | | | 0.75 | 0.14 | | | | 37.25 | 5.50 | 44.00 | 13.25 | 0.567 | 0.336 |

关于有机质丰度，一般对其进行有机碳、氯仿沥青 A、总烃及生烃潜力等四项参数测定，有机质丰度是油气生成的物质基础。单位有机质生成油气的大小，关键在于母质类型。一般认为腐泥型母质以生油为主，腐殖型母质以生气为主，这是就其相对量而言。实验研究表明，对于单位重量的有机母质，就绝对量比较，无论是生成油和生成气，仍然是腐泥型大于腐殖型。其根本原因还是不同类型干酪根有不同的分子结构组成。腐泥型干酪根其初始元素组成中的 H/C（原子比）一般低于 2 而大于 1.5，在理论上表明它富含饱和结构，其碳骨架以直链为主。腐殖型干酪根其初始元素组成中，H/C（原子比）一般低于 1，特别富含氧。其碳骨架在理论上属杂环或芳香多环类型，以高等植物木质素占优势，类脂体较少，含角质蜡及萜烯树脂（针叶树的松香酸、琥珀等）。由于腐泥型和腐殖型干酪根碳骨架结构组成不同，其演化降解产物及其演化途径亦有较大差别。前者降解产物除长链烷烃十分丰富之外，裂解气态烃及降解短链烷烃亦相对较丰富。腐殖型干酪

根虽然先期降解产物短链烷烃占有较大数量，进一步演化缩合亦能降解部分短链烃，但就单位重量的有机母质所产生的气态和液态烃的绝对重量比较，仍然是腐泥型大于腐殖型。

## 二、各类源岩不同演化阶段的气、液态烃产率

为便于统一理解，将有关名词术语的基本概念作一简要描述。

气态烃：系指热模拟过程中各演化阶段直接由源岩中热解出的$C_5$以下的气态烷烃和烯烃。其产率是根据计量气体在标准状态下的体积与源岩中有机质比较而获得。

氢气：系指模拟过程中，各演化阶段直接热解出来的氢气。其产率仍按标准状态下的体积与有机物之比。氢气主要是有机质热解过程中的游离产物，其产率的变化趋热随模拟温度增高而略有增大，其增大幅度随恒温时间的增长而降低。本书在氢气的处理方面将其绝对产率除以 2 之后，仍按烃类气体统一计算。

热解油：系指烃源岩各热模拟温度段直接从热解产物中冷凝出的液态烃类。其中以$C_6$—$C_{14}$轻质馏分为主，但一般还含有部分大于$C_{15}$以上的馏分。热解油是源岩热解液态烃的重要组成之一，在源岩热解过程中，除了直接从系统中冷凝出来一部分液态烃之外，还有部分热解产物被源岩中的粘土矿物吸附，经氯仿萃取后为沥青 A，与热解油之和为总液态烃。

### 1. 可燃有机岩

选择云南金所、云南宝秀、新疆乌苏和山东黄县腐殖煤、山西蒲县烛藻煤、浙江长兴残殖煤和广东茂名油页岩等 7 个可燃有机岩样进行了系统的热压模拟实验，获得了各温阶的气、液态烃产率及不同演化阶段的变化规律（表 11-2 及图 11-3、11-4、11-5、11-6）。

（1）腐殖煤、残殖煤、烛藻煤和油页岩热模拟的气态烃和液态烃产率以烛藻煤和油页岩最高，前者最高气态烃产率 345.77$m^3/tC_{org}$，液态烃产率 180.11$kg/tC_{org}$，后者最高气态烃产率 523$m^3/tC_{org}$，液态烃产率 151.90$kg/tC_{org}$。其次以残殖煤产气率和产液率居中，如浙江长兴残殖煤最高产气 191.20$m^3/tC_{org}$。值得提出的是残殖煤最高产液态烃达 268.04$m^3/tC_{org}$，这显然与其富含壳质组分密切相关。一般褐煤的最高气态烃产率都小于 160$m^3/tC_{org}$，液态烃产率小于 50$kg/tC_{org}$。就各煤种看来，仍然是生油潜力越大产气率越高。

（2）液态烃由热解油和残余沥青 A 两部分组成，热解油中以$C_6$—$C_{14}$的较轻馏分为主，残余沥青 A 中则以非烃的重组分为主，烃类物质一般小于 50%。在热模拟过程中，一般源岩是热解油和残余沥青 A 同时出现，且沥青 A 先于热解油枯竭。热解油及残余沥青 A 均存在明显的产率高峰期，对于一般煤岩，残余氯仿 A 的生成高峰期一般在模拟温度 350℃之前（相当于$R^o$为 1%之前），而热解油的高峰期一般在模拟温度 450℃之后（相当于$R^o$为 1.30%之后）。这一现象进一步揭示了热模拟过程中首先热解的烃类被岩石矿物表面吸附，其达到一定浓度之后，一般是达到最高产率浓度之后，才开始有部分热解油析出。随着模拟温度增高，热演化程度加深，热解油进而大量析出而达到高峰。根据热解油产率高峰一般在$R^o$为 1—1.3%之后出现这一事实可以进一步推测，这一时期已经

**表 11-2　可燃有机岩类不同演化阶段的气、液态烃产率**

| 产地 | 岩性 | $R^o$ (%) | 模拟温度 (℃) | 气态烃产率 ($m^3/tC_{org}$) | 氢气产率 ($m^3/tC_{org}$) | 烃气+1/2 氢气产率 ($m^3/tC_{org}$) | 热解油产率 ($kg/tC_{org}$) | 残余 A 产率 ($kg/tC_{org}$) | 热解油+A 产率 ($kg/tC_{org}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 云南金所煤矿 | 褐煤 | 0.53 | 300 | 1.18 | 0.99 | 1.68 | | 61.55 | 61.55 |
| | | 0.68 | 350 | 3.42 | 1.14 | 3.99 | 13.81 | 58.60 | 72.41 |
| | | 0.84 | 400 | 11.43 | 2.71 | 12.78 | 20.72 | 55.45 | 76.17 |
| | | 1.31 | 450 | 28.02 | 4.31 | 30.37 | 35.27 | 21.96 | 57.23 |
| | | 1.87 | 500 | 56.11 | 12.58 | 62.40 | 33.54 | 4.32 | 37.86 |
| | | 2.48 | 550 | 91.22 | 16.42 | 99.43 | | | |
| | | 3.02 | 600 | 128.56 | 22.42 | 139.77 | | | |
| 云南宝秀盆地ZK-4孔 | 褐煤 | 0.88 | 240 | 4.62 | 2.00 | 5.62 | 2.56 | 20.23 | 22.79 |
| | | 1.24 | 280 | 20.59 | 1.34 | 21.26 | 12.76 | 23.82 | 36.58 |
| | | 1.48 | 320 | 25.18 | 2.06 | 26.21 | 22.93 | 16.24 | 39.17 |
| | | 1.56 | 340 | 34.11 | 2.38 | 35.00 | 25.99 | 10.01 | 36.00 |
| | | 1.90 | 400 | 87.95 | 3.52 | 89.71 | 3.20 | 1.00 | 4.20 |
| | | 2.50 | 450 | 114.35 | 2.26 | 115.40 | 0.12 | | 0.12 |
| | | 2.90 | 500 | 134.56 | 17.75 | 143.44 | | | |
| 山西蒲县 | 烛藻煤 | 0.57 | 300 | 9.96 | 0.64 | 10.28 | 12.93 | 167.18 | 180.11 |
| | | 0.81 | 350 | 27.93 | 1.29 | 28.58 | 35.36 | 132.96 | 168.32 |
| | | 1.31 | 400 | 54.14 | 1.19 | 54.73 | 114.88 | 13.98 | 128.86 |
| | | 1.92 | 450 | 127.84 | 1.62 | 128.65 | 48.80 | 1.12 | 49.92 |
| | | 2.56 | 500 | 210.16 | 2.13 | 211.22 | 24.88 | | 24.88 |
| | | 3.09 | 550 | 174.07 | 1.59 | 174.87 | 22.60 | | 22.60 |
| | | 3.48 | 600 | 343.82 | 3.91 | 345.77 | 10.64 | | 10.64 |
| 浙江长兴 | 残殖煤 | 0.66 | 250 | 0.18 | 0.02 | 0.19 | | 54.86 | 54.86 |
| | | 0.71 | 300 | 4.61 | 4.21 | 6.72 | | 76.03 | 76.03 |
| | | 1.27 | 350 | 26.56 | 6.51 | 29.82 | 46.11 | 221.93 | 268.04 |
| | | 1.67 | 400 | 33.13 | 8.88 | 37.57 | 62.00 | 161.24 | 223.24 |
| | | 2.30 | 450 | 105.82 | 8.16 | 109.91 | 50.86 | 51.74 | 102.60 |
| | | 2.56 | 500 | 130.01 | 6.60 | 133.31 | 48.48 | | 48.48 |
| | | 3.42 | 550 | 169.36 | 10.47 | 174.59 | 23.90 | | 23.90 |
| | | 4.10 | 600 | 184.36 | 13.67 | 191.20 | 12.48 | | 12.48 |
| 新疆乌苏电厂 | 褐煤 | 0.55 | 300 | 0.66 | 0.12 | 0.72 | | 16.55 | 16.55 |
| | | 0.56 | 350 | 0.73 | 0.14 | 0.80 | 0.52 | 16.58 | 17.10 |
| | | 0.64 | 400 | 4.19 | 4.30 | 6.34 | 13.79 | 25.06 | 38.85 |
| | | 1.09 | 450 | 16.75 | 6.13 | 19.82 | 25.59 | 34.32 | 59.91 |
| | | 1.29 | 500 | 55.38 | 10.05 | 60.40 | 25.30 | 4.13 | 29.43 |
| | | 1.80 | 550 | 91.59 | 11.91 | 97.54 | 6.15 | | 6.15 |
| | | 2.50 | 600 | 150.91 | 30.20 | 166.01 | | | |
| 山东黄县 | 褐煤 | 0.60 | 300 | 0.36 | 0.54 | 0.63 | | 19.59 | 19.59 |
| | | 0.87 | 350 | 2.91 | 1.33 | 3.57 | 2.69 | 25.54 | 28.23 |
| | | 1.24 | 400 | 11.42 | 3.42 | 13.13 | 19.61 | 28.77 | 48.38 |
| | | 1.53 | 450 | 25.21 | 5.72 | 28.06 | 27.60 | 24.86 | 52.46 |
| | | 1.80 | 500 | 64.13 | 8.17 | 68.21 | 23.16 | 4.99 | 28.15 |
| | | 2.06 | 550 | 118.77 | 16.16 | 128.85 | 2.89 | 0.55 | 3.44 |
| | | 2.80 | 600 | 150.70 | 27.23 | 164.32 | | 0.08 | 0.08 |
| 广东茂名* | 油页岩 | 0.51 | 250 | 1.34 | 1.37 | 2.02 | | 22.94 | 22.94 |
| | | 0.63 | 300 | 8.21 | 3.13 | 9.78 | 19.49 | 81.99 | 101.4 |
| | | 0.91 | 350 | 24.86 | 9.91 | 29.81 | 40.04 | 103.43 | 143.47 |
| | | 1.61 | 400 | 70.90 | 29.93 | 85.86 | 99.85 | 52.05 | 151.90 |
| | | 2.01 | 450 | 170.65 | 25.15 | 183.23 | 67.66 | 15.73 | 83.39 |
| | | 2.46 | 500 | 305.17 | 25.15 | 317.74 | 16.82 | | 16.82 |
| | | 2.98 | 550 | 415.91 | 34.10 | 432.97 | | | |
| | | 3.29 | 600 | 500.05 | 45.90 | 523.00 | | | |

* 产率为每吨有机碳计。

进入有机质的高成熟阶段。热解油组成分析以 $C_6$—$C_{14}$馏分为主的事实亦可说明其已进入重质组分和长链烷烃的进一步裂解的湿气—凝析油阶段。气态烃中氢含量由此进一步增高的事实也从另一角度支持了上述认识。

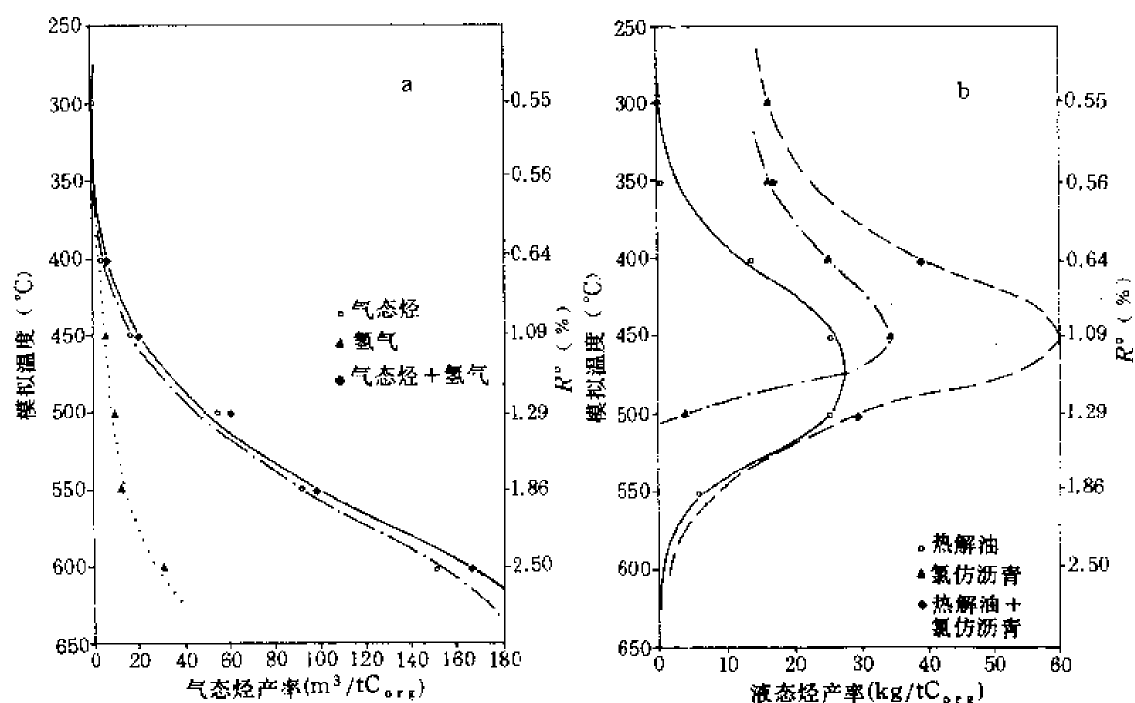



图 11-3　新疆乌苏电厂腐殖煤气态烃（a）、液态烃（b）产率图版

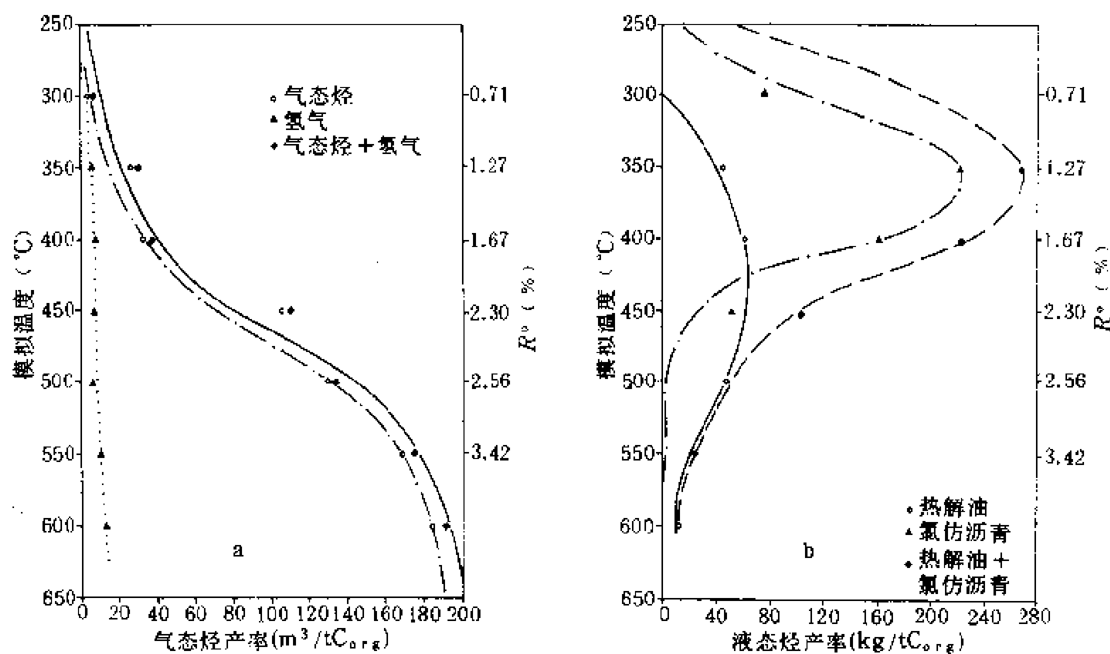



图 11-4　浙江长兴残殖煤气态烃（a）、液态烃（b）产率图版

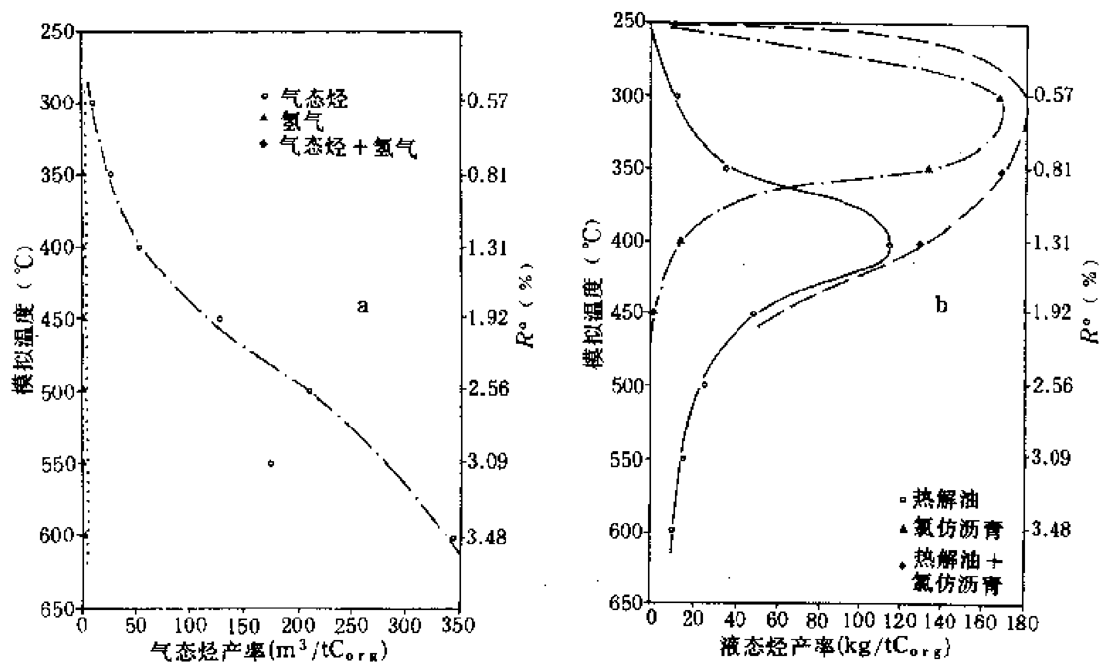



图 11-5　山西蒲县烛藻煤气态烃（a）、液态烃（b）产率图版

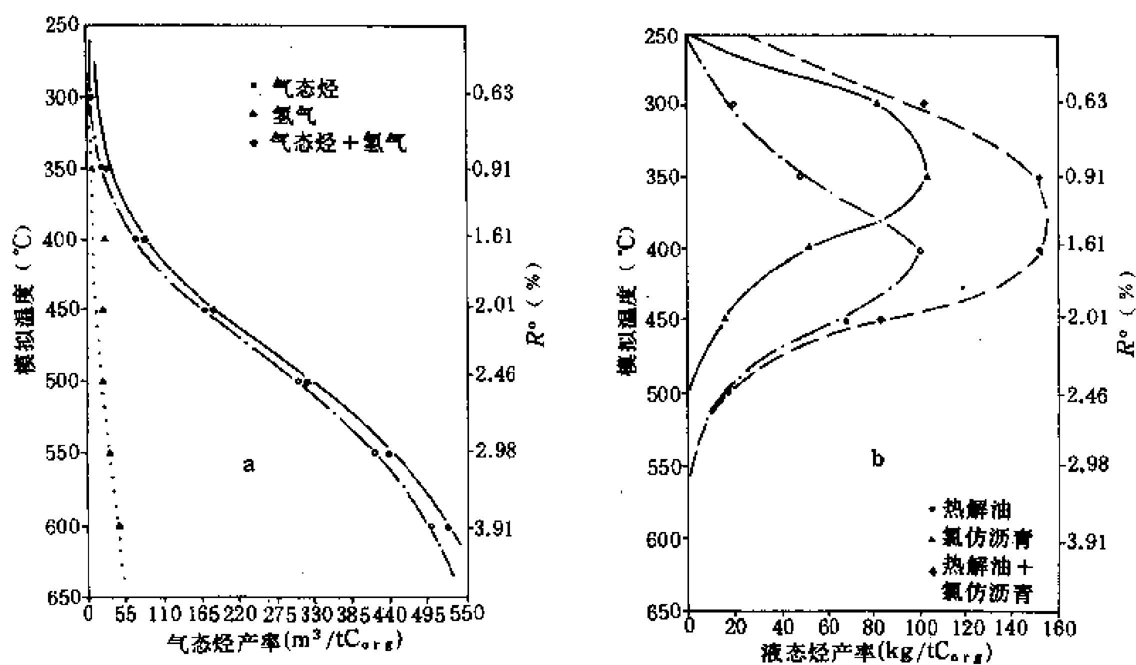



图 11-6　广东茂名油页岩气态烃（a）、液态烃（b）产率图版

（3）残殖煤热解油与残余沥青 A 的分布表明，热解油最高产率仅 50.86kg/$tC_{org}$，而残余氯仿 A 的最高产率却高达 268kg/$tC_{org}$，这一数据表明残殖煤的生油潜力为各煤种之冠，同时，残殖煤热解油的演化阶段分布较宽，从模拟温度 350—600℃范围内均有分布，且高峰期延续较长，直到 600℃还能产出热解油 12.48kg/$tC_{org}$，说明残殖煤中存在一定数

量较难分解的有机物质，如生物碱以及某些带有角甲基的稠环化合物，这些物质只有在较高演化阶段才能热解生烃。

**2. 碎屑岩**

碎屑岩类的热压模拟本书选择了以泌阳凹陷下第三系核三段Ⅰ类生油岩、松辽盆地下白垩统嫩一段$Ⅱ_1$型生油岩、冀中拗陷下第三系沙三段过渡型生油岩及新疆乌苏中侏罗统碳质泥岩、内蒙古扎赉诺尔下侏罗统—上白垩统碳质泥岩等五个代表性岩样进行模

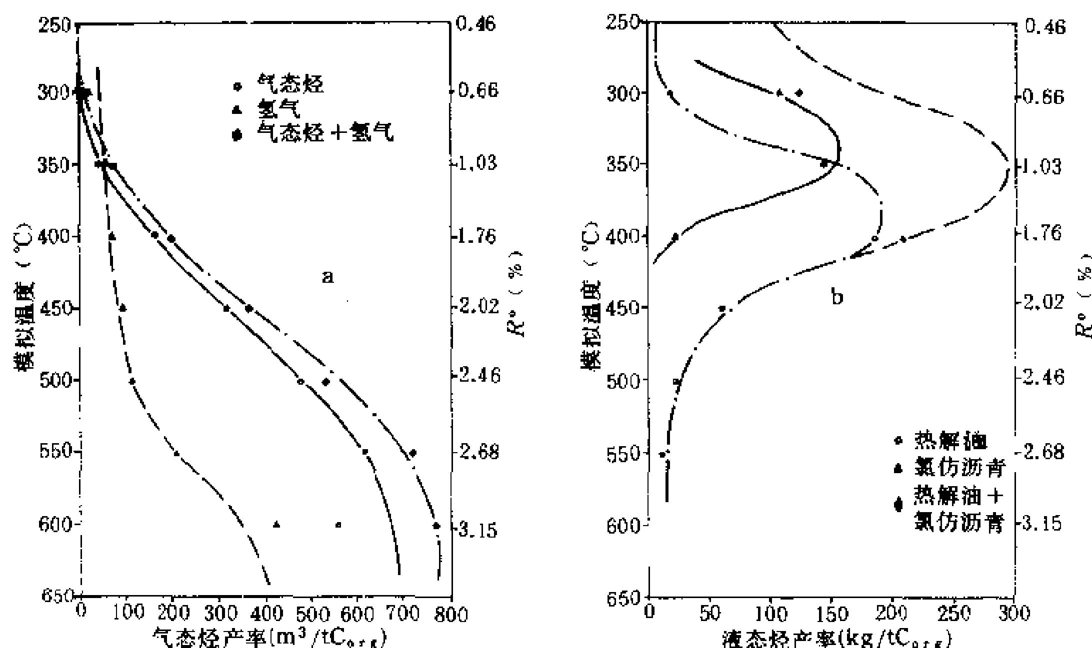



图 11-7　泌阳凹陷泌 80 井泥岩气态烃（a）、液态烃（b）产率图版

拟实验，其结果见表 11-3 及图 11-7，其气、液态烃的变化规律如下：

（1）泌阳凹陷下第三系核三段Ⅰ型干酪根最高气态烃产率 767m³/$tC_{org}$（模拟温度600℃，$R^o$为 3.15%），液态烃最高产率 297.53kg/$tC_{org}$（模拟温度 350℃，$R^o$1.03%）。模拟温度在 350℃（$R^o$=1.03%）之前（即液态烃高峰之前），气态烃产率虽然表现为随模拟温度增高而增大，但其增加的幅度较小，而这一时期的液态烃产率却急剧增加，350℃以后，液态烃产率急剧减小，而气态烃产率却急剧增加，且一直延续到模拟温度高达550℃（$R^o$=2.68%），这种变化趋势基本上与有机质的自然演化规律相符。

（2）松辽盆地杜 6-11 井及冀中拗陷安 29 井均属过渡型母质，气态烃最高产率（600℃时）350—380m³/$tC_{org}$，液态烃最高产率 64—74kg/$tC_{org}$。其产液态烃高峰的$R^o$值约在0.83—1.0%之间，$R^o$大于 2%以后液态烃全部结束。两个过渡型母质模拟产液态烃的变化规律基本一致，且其与自然演化的干酪根热降解成油规律基本一致，从而更进一步证明热压模拟各演化阶段所获气、液态烃产率基本可信。

（3）新疆乌苏电厂煤矿碳质泥岩和内蒙古扎赉诺尔碳质泥岩，前者最高产气率376.81m³/$tC_{org}$，后者最高产气率 206.09m³/$tC_{org}$。本书试图以碳质泥岩作为Ⅱ型烃源岩

的代表，实验结果发现乌苏电厂煤矿碳质泥岩产气率已与过渡型源岩十分接近，而且最高热解油量还高达 51.13kg/$tC_{org}$，也已接近过渡型母质的产烃潜力，扎赉诺尔碳质泥岩中则未获得热解油。根据干酪根显微组分分析，发现乌苏电厂煤矿碳质泥岩中壳质组含量高达 12%，且含 1.25%的无定型组分。看来这可能是该样具有较高产烃潜力的根本原因。

**表 11-3　碎屑岩类不同演化阶段的气、液态烃产率**

| 产地 | 岩性 | $R^o$ (%) | 模拟温度 (℃) | 气态烃产率 ($m^3/tC_{org}$) | 氢气产率 ($m^3/tC_{org}$) | 烃气+1/2氢气产率 ($m^3/tC_{org}$) | 热解油产率 ($kg/tC_{org}$) | 残余A产率 ($kg/tC_{org}$) | 热解油+A产率 ($kg/tC_{org}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 泌阳凹陷泌 80 井 | 泥岩 | 0.46 | 250 | 0.20 | 23.00 | 11.70 | 6.80 | 92.98 | 99.78 |
| | | 0.66 | 300 | 3.40 | 19.10 | 12.90 | 17.40 | 106.09 | 123.49 |
| | | 1.03 | 350 | 41.30 | 58.60 | 70.60 | 143.60 | 153.93 | 297.53 |
| | | 1.76 | 400 | 163.10 | 73.90 | 200.05 | 185.20 | 22.89 | 208.09 |
| | | 2.02 | 450 | 315.80 | 92.90 | 362.25 | 61.50 | | 61.50 |
| | | 2.46 | 500 | 474.30 | 112.20 | 530.40 | 21.40 | | 21.40 |
| | | 2.68 | 550 | 613.00 | 207.70 | 716.85 | 11.20 | | 11.20 |
| | | 3.15 | 600 | 555.40 | 423.20 | 767.00 | | | |
| 松辽盆地杜 6-11 井 | 泥岩 | | 250 | 1.27 | 1.22 | 1.88 | | 8.94 | 8.94 |
| | | 0.37 | 300 | 20.50 | 9.61 | 25.30 | 54.34 | 20.19 | 74.53 |
| | | 0.83 | 350 | 83.18 | 7.29 | 86.83 | 39.39 | 3.91 | 43.30 |
| | | 1.30 | 400 | 158.16 | 33.97 | 175.80 | 15.59 | 40.12 | 55.71 |
| | | 1.76 | 450 | 257.73 | 28.14 | 271.80 | 6.43 | | 6.43 |
| | | 2.20 | 500 | 384.82 | 44.21 | 406.93 | | | |
| | | 2.69 | 550 | 309.02 | 46.15 | 332.10 | | | |
| | | 3.15 | 600 | 352.83 | 49.97 | 377.81 | | | |
| 冀中拗陷安 29 井 | 泥岩 | 0.52 | 250 | 0.77 | 0.20 | 0.83 | | 7.29 | 7.29 |
| | | 0.70 | 300 | 22.20 | 41.27 | 42.83 | 30.42 | 6.79 | 37.21 |
| | | 0.95 | 350 | 62.37 | 224.78 | 174.76 | 54.43 | 5.33 | 59.76 |
| | | 1.27 | 400 | 95.48 | 180.97 | 185.96 | 44.81 | 19.91 | 64.72 |
| | | 1.71 | 450 | 174.89 | 217.53 | 283.65 | 14.21 | | 14.21 |
| | | 2.30 | 500 | 299.16 | 29.47 | 313.89 | | | |
| | | 2.70 | 550 | 312.30 | 399.44 | 512.02 | | | |
| | | 3.10 | 600 | 340.02 | 23.38 | 351.71 | | | |
| 新疆乌苏电厂 | 碳质泥岩 | 0.52 | 250 | 1.73 | 1.82 | 2.65 | | 15.93 | 15.93 |
| | | 0.79 | 300 | 2.26 | 3.04 | 3.73 | | 20.42 | 20.42 |
| | | 0.92 | 350 | 10.07 | 12.74 | 16.44 | 23.97 | 18.45 | 42.42 |
| | | 1.14 | 400 | 30.46 | 16.07 | 38.49 | 51.13 | 7.95 | 59.08 |
| | | 1.49 | 450 | 106.65 | 35.96 | 124.63 | 44.77 | 3.61 | 48.38 |
| | | 1.76 | 500 | 186.26 | 32.66 | 202.59 | 0.44 | 0.61 | 1.05 |
| | | 2.86 | 550 | 192.78 | 117.10 | 251.33 | | | |
| | | 3.43 | 600 | 320.88 | 111.85 | 376.81 | | | |
| 内蒙古扎赉诺尔煤矿 | 碳质泥岩 | 0.61 | 250 | 0.63 | 0.13 | 0.70 | | | |
| | | 0.85 | 300 | 5.91 | 0.24 | 6.03 | | | |
| | | 1.10 | 350 | 37.73 | 3.84 | 39.65 | | | |
| | | 1.21 | 400 | 60.01 | 8.98 | 64.50 | | | |
| | | 1.43 | 450 | 113.10 | 10.31 | 118.25 | | | |
| | | 1.69 | 500 | 92.41 | 14.09 | 99.46 | | | |
| | | 2.09 | 550 | 144.39 | 17.40 | 153.09 | | | |
| | | 3.01 | 600 | 205.55 | 2.27 | 206.69 | | | |

### 3. 碳酸盐岩

本书选择鄂尔多斯盆地环 14 井中奥陶统灰岩及新疆塔里木盆地巴 4 井石炭系灰岩进行热压模拟实验，测试灰岩不同演化阶段的气、液态烃产率，其结果列于表 11-4、图 11-8。

鄂尔多斯盆地环 14 井中奥陶统灰岩最高产气率达 966.3$m^3/tC_{org}$，最高产液率

40.45kg/$tC_{org}$。巴 4 井灰岩气态烃最高产率 354.21$m^3$/$tC_{org}$，液态烃最高产率 40kg/$tC_{org}$。

表 11-4 灰岩不同演化阶段气、液态烃产率表

| 产地 | 岩性 | $R^o$ (%) | 模拟温度 (℃) | 气态烃产率 ($m^3/tC_{org}$) | 氢气产率 ($m^3/tC_{org}$) | 气态烃+1/2氢气产率 ($m^3/tC_{org}$) | 热解油产率 ($kg/tC_{org}$) | 残余 A 产率 ($kg/tC_{org}$) | 热解油+残余 A 产率 ($kg/tC_{org}$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 鄂尔多斯盆地环 14 井 | 灰岩 | 0.70 | 300 | 4.57 | 34.80 | 21.98 | | 9.48 | 9.48 |
| | | 1.20 | 350 | 132.81 | 66.81 | 166.21 | 27.21 | 13.24 | 40.45 |
| | | 1.53 | 400 | 221.65 | 28.53 | 235.92 | | 3.81 | 3.81 |
| | | 1.83 | 450 | 268.47 | 35.71 | 286.32 | | 5.00 | 5.00 |
| | | 2.05 | 500 | 347.50 | 73.40 | 384.20 | | 4.60 | 4.60 |
| | | 2.64 | 550 | 610.20 | 155.60 | 688.00 | | | |
| | | 3.60 | 600 | 822.70 | 287.20 | 966.30 | | | |
| 塔里木盆地巴 4 井 | 灰岩 | 0.55 | 350 | 16.81 | 4.10 | 18.86 | | 40.00 | 40.00 |
| | | 1.04 | 400 | 59.88 | 7.80 | 63.78 | 22.50 | 7.33 | 29.83 |
| | | 1.55 | 450 | 145.32 | 9.14 | 149.89 | 15.00 | 2.17 | 17.17 |
| | | 1.64 | 500 | 154.72 | 18.54 | 163.99 | | 2.57 | 2.57 |
| | | 1.83 | 550 | 194.72 | 23.52 | 203.48 | | | |
| | | 2.07 | 570 | 226.90 | 26.32 | 240.06 | | | |
| | | 2.89 | 600 | 335.14 | 38.14 | 354.21 | | | |

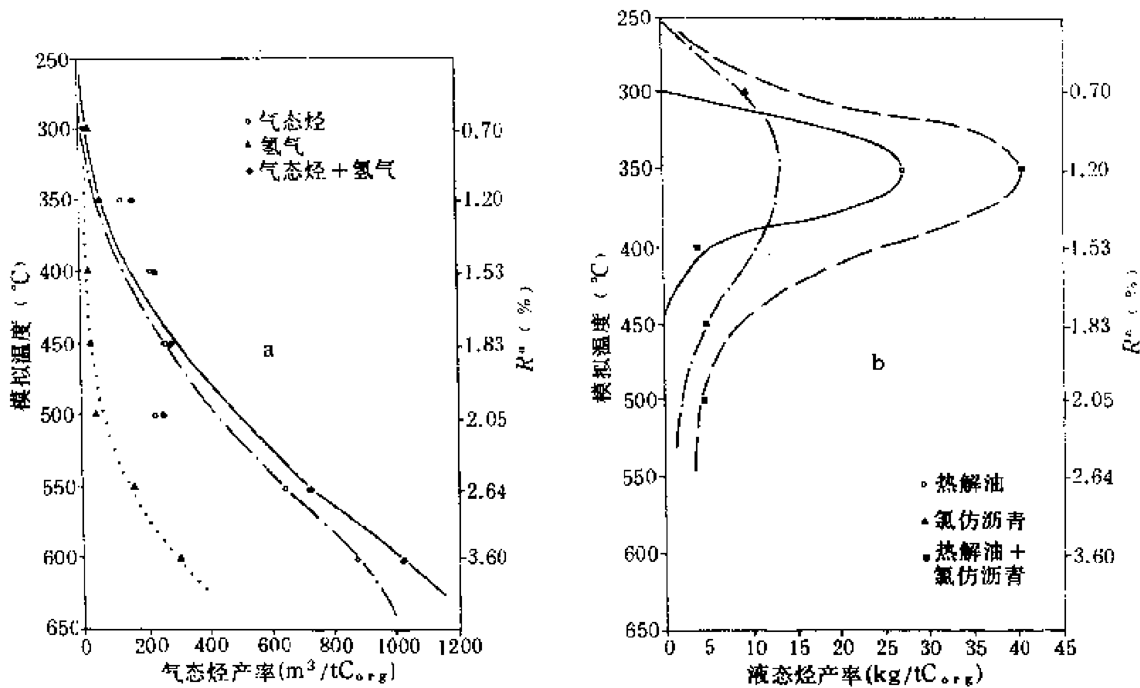



图 11-8 鄂尔多斯盆地环 14 井灰岩气态烃（a）、液态烃（b）产率图版

值得注意的是，环 14 井中奥陶统灰岩气态烃产率如此之高（966.30$m^3$/$tC_{org}$），这是一个值得进一步研究的问题。环 14 井位于鄂尔多斯盆地西缘，中奥陶统沉积时期，该区处于盆地相沉积，有机物质比较丰富（残余有机碳 0.49%），且属以腐泥型为主的生油母质。根据泌阳凹陷核三段黑色泥岩母质气态烃产率已高达 767$m^3$/$tC_{org}$的事实，灰岩以藻类为主的生油母质则有可能产生更高的气态烃产率。值得注意的是，无论是环 14 井灰岩

或巴 4 井灰岩，液态烃的高峰均出现于模拟温度 350℃（$R^o$值 1.0—1.10%之间），之后则急剧下降，当 $R^o$达 1.62%时，液态烃业已消失。之后，则以产气为主，直到模拟温度达 600℃时（$R^o$3%左右），环 14 井灰岩产气率高达 996.3m³/$tC_{org}$（其中氢气的折算天然气量 143.6m³/$tC_{org}$）。如按每立方米原油折合 1 000m³天然气计算，该区灰岩中烃转化率可高达 87.31%。根据 Tissot 等（1978）曾用藻席母质为主的绿河页岩，用岩石热解仪分析获得烃降解率（有效碳/有机碳）高达 89%。由此比较看来，环 14 井中奥陶统灰岩母质确属典型 I 类母质。

## 三、热压模拟产物气态烃的演化特征

本书所讨论的气态烃主要是 $C_1$—$C_5$正构烷烃、$C_4$—$C_6$异构烷烃及丙烯烃，此外，为了探讨有机质热裂解及碳酸盐矿物的热分解，同时将氢气及二氧化碳的变化趋势一并列入图中进行研究。

根据可燃有机岩、碎屑岩和碳酸盐岩三大岩类的 13 个试样的热压模拟，气态烃、氢

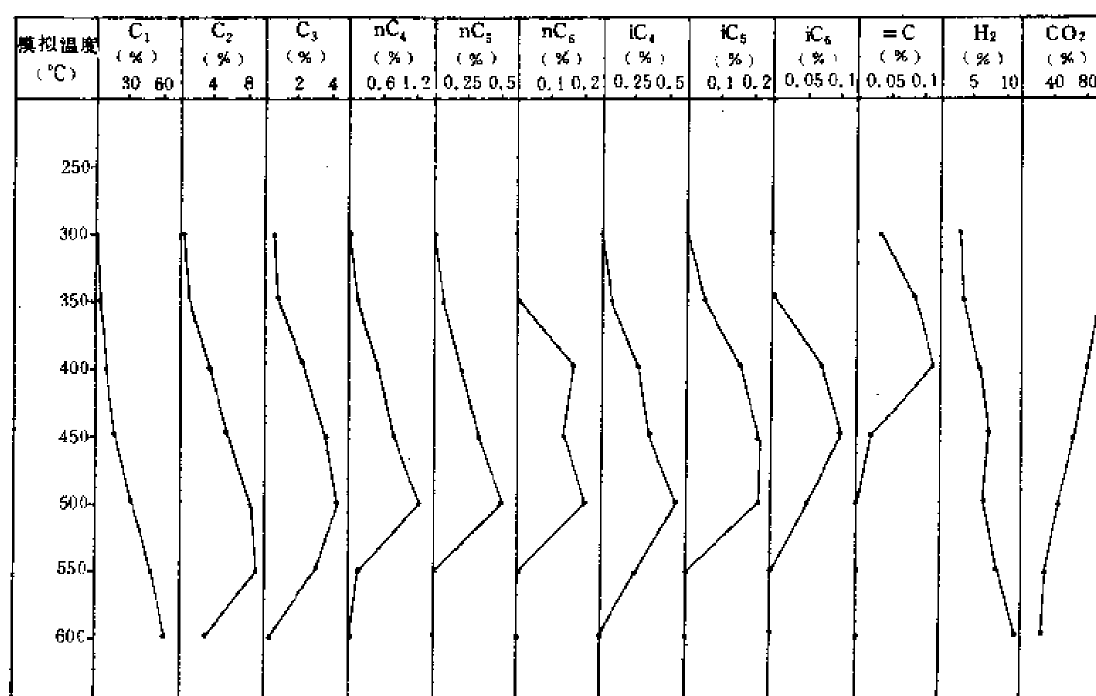



图 11-9　山东黄县褐煤（腐殖物）气态产物组成变化

气及二氧化碳有如下的变化趋势（图 11-9—11-11）：

（1）随着模拟温度增高，三大岩类的气态产物，$CH_4$、$H_2$逐渐增加，$CO_2$则逐渐减少。

（2）随着模拟温度增高，三大岩类乙烷以上的气态烃产物均出现由低到高，并在 450—500℃达到最大峰值，继而逐渐降低。但对于不同岩类峰值出现的具体温度有所差别。一般煤及煤系泥岩高峰位置在 500℃±50℃，一般碎屑岩（湖相泥岩）在 350℃，碳

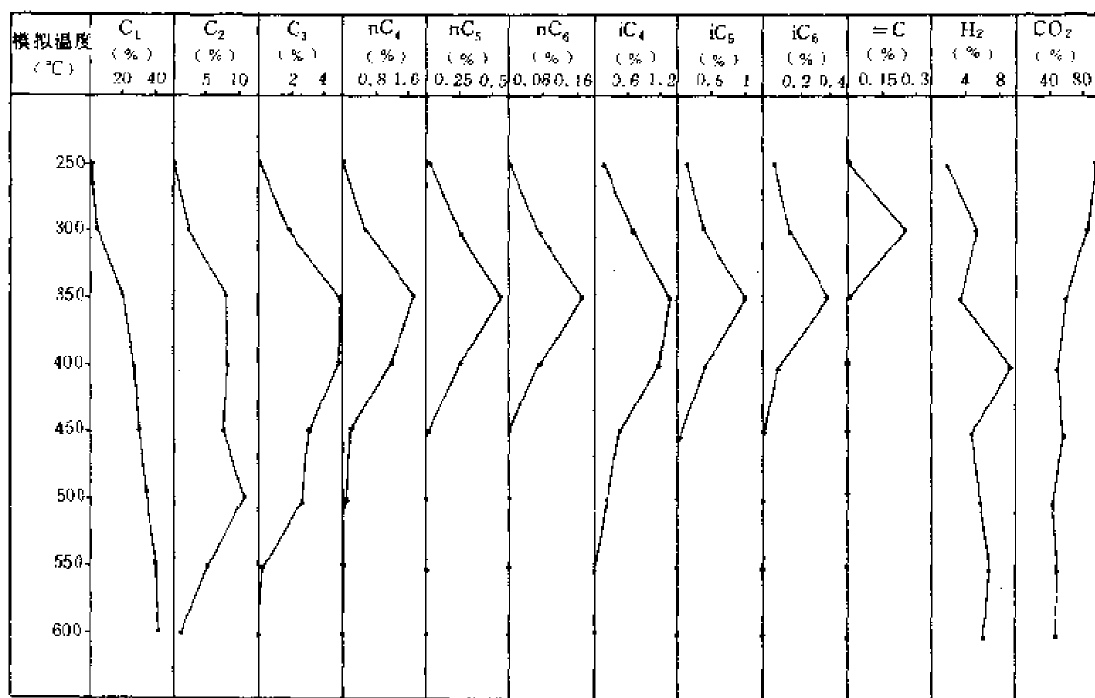



图 11-10　松辽盆地杜 6-11 井泥岩气态产物组成变化

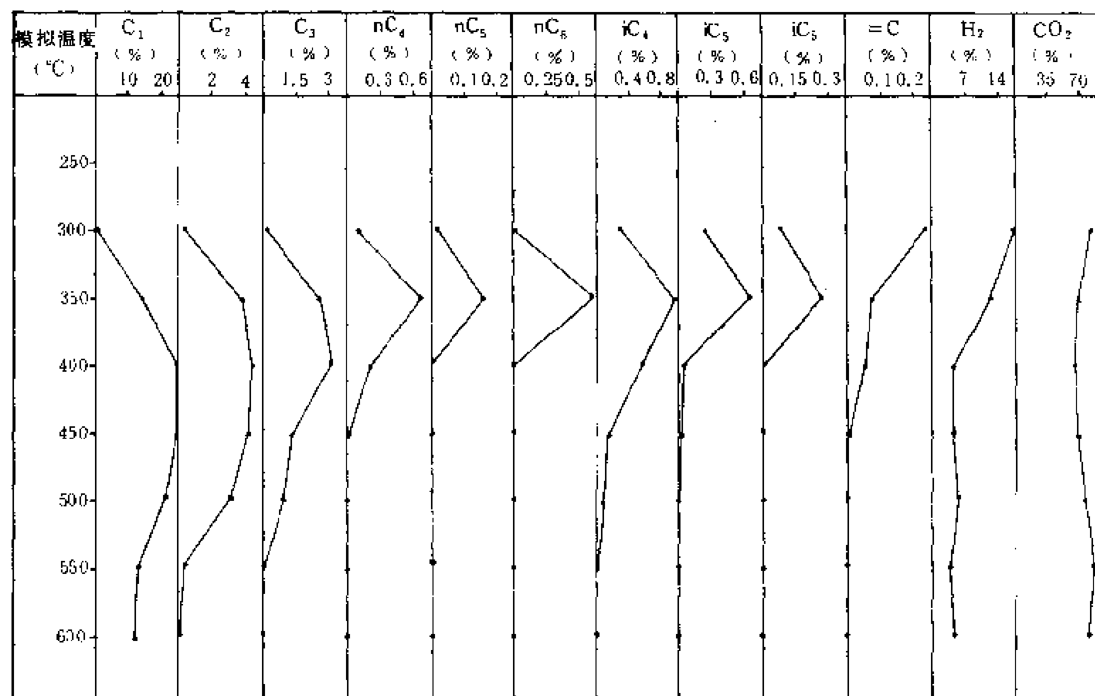



图 11-11　鄂尔多斯盆地环 14 井灰岩气态产物组成变化

酸盐岩一般也在350℃。这一变化趋势基本上与各类源岩的总液态烃变化趋势相一致，从而进一步揭示出气态烃的变化仍然遵循干酪根的热演化规律。气态烃的增加随干酪根的热降解温度增高而增大，虽然在液态窗高峰之后（干酪根大分子缩合大于降解）有部分重质烃开始热裂解，但终因干酪根的热降解速率降低而气态烃的产率减少（除甲烷以外）。

热压模拟过程中，甲烷的产率一直是增加，除在两个灰岩试样中见到甲烷含量在模拟温度500℃以后略有减少之外，在煤及煤系泥岩及湖相泥岩中均随模拟温度增高而增大。值得注意的是，在甲烷增大的同时，乙烷以上的气态烃却明显减少了，这种现象最早在500℃时就已开始出现，在550℃和600℃时就更为突出，在600℃时，除了存在极少量的乙烷之外，就是剩下甲烷气态烃了。这种现象的出现，较为合理的解释是多次裂解的存在，而甲烷是气态烃分子中最稳定的分子，因此，其他分子由于裂解而减少甚至消失，而甲烷由于分子的稳定性（自由能最小）其产率仍继续增加。热压模拟气态产物的变化趋势进一步揭示了该模拟系统中存在二次到三次热裂解。然而，由于各岩类母质性质的不同，气态烃发生裂解的温度有较大差异，灰岩一般在模拟温度400℃以后即开始进一步裂解，非煤系碎屑岩的气态烃产物一般也在模拟温度350—400℃间开始发生进一步裂解，从而使气态烃逐渐变干。煤及煤系泥岩热压模拟气态烃进一步裂解的温度一般都在500℃以后，此阶段的$R^o$值一般已达1.30%以上，最大可达1.87%。

(3) 三大岩类热压模拟气态产物中氢气的变化规律是，除灰岩外，煤及煤系泥岩以及湖相泥岩氢大多随模拟温度增高而有规律地增加。热压模拟过程中，氢的来源一是有机物的缩合及烃类的环化和芳构化；另一可能来源是密闭釜中含碳物质在高温状态下的水煤气反应。然而碳酸盐岩的热压模拟过程中，氢气的产生却随模拟温度的增高而减少，与此同时，甲烷的含量也相对降低，引起这一现象的原因尚需进一步研究。

(4) 二氧化碳的变化：煤及煤系泥岩和湖相泥岩在热模拟过程中，$CO_2$一般随模拟温度增加而有规律地减少，唯碳酸盐岩及个别含灰质较高的湖相泥岩其气态产物中$CO_2$的含量却随模拟温度增高而增大。热模拟过程中，有机酸的分解可以直接产生$CO_2$，在较高温度下（570℃）碳酸盐岩热分解亦产生$CO_2$，根据笔者对华北冀中拗陷安29井沙三段泥岩模拟气态产物的$CO_2$同位素分析，其$\delta^{13}C_{CO_2}$值一般在±5‰范围，无机来源占有较大比重。碳酸盐岩的气态产物中$CO_2$随模拟温度增高而增大的趋势，看来主要是由于碳酸盐岩的热分解所引起的。

## 四、热压模拟产物液态烃的演化特征

前已述及，本书所采用的热压模拟装置能够收集的液态烃包括三大部分，即残余氯仿A（各模拟温度点的岩样中用氯仿抽提出的残余可溶有机物）、热解油（在热模拟过程中，直接从试样中游离出的液态烃，在热模拟系统中用特殊冷凝装置收集计量获得），热解油中又分为$C_6$—$C_{14}$轻质烃及$C_{15}$-的重烃。

### 1. $C_6$—$C_{14}$轻质烃的计量

本书采用恒重分离及热解色谱全扫描两种方法进行计量。现分述如下：

(1) $C_6$—$C_{14}$馏分恒重分离计量

称取一定数量的热解油（一般为20—40mg），在60℃，5.33×10⁴Pa条件下（相当于一般抽提氯仿沥青A的恒重条件），比较恒重前后热解油的色谱图可见，恒重前热解油中$C_{13}$以前的轻质烃十分丰富，恒重后，这一部分轻质烃已全部挥发，且$C_{14}$—$C_{17}$的馏分也表现了部分损失，因此，本书将上述条件下挥发掉的烃类视为$C_6$—$C_{15}$馏分的轻烃，用差减法即可求得该馏分的绝对重量。

$C_6$—$C_{14}$馏分＝热解油称样量－恒重后热解油重量

(2) 热解色谱全扫描计量

本书选择了扎赉诺尔褐煤、扎赉诺尔泥岩、黄县褐煤及茂名油页岩等四个未成熟试样，首先在Rock-eval岩石热解评价仪上取得其原始生烃潜量（$S_1+S_2$），然后将上述四个试样进行热解气相色谱全扫描分析（SD-820热解色谱仪），获得各试样的全烃扫描图谱（一般正烷及正烯烃碳数可达$C_{35}$），将全烃归一计量并测算出$C_1$—$C_5$馏分、$C_6$—$C_{14}$馏分及$C_{15^+}$馏分的相对百分含量（见表11-5），四个烃源岩全烃热解色谱资料表明，$C_{1-5}$气态烃占全馏分16.71—26.42%；$C_{6-14}$液态轻烃馏分占全馏分的48.72—66.30%；$C_{15^+}$占全馏分10.34—29.71%。这一资料虽然来自一次降解的热解色谱资料，可能在各馏分的相对比例上热解色谱法与热压模拟有所不同，甚至与自然演化过程也有一定差异，但其揭露出$C_{6-14}$馏分几乎占全馏分50%以上的这一事实是不能忽视的。尤其人们长期使用残余抽提物来评价各类源岩的生油潜力时，对于这一重要馏分没有考虑，从而导致对其成烃潜力评价较低。本章一开始就提出这一问题，并在热压模拟过程中把$C_{6-14}$馏分的收集和准确计量作为一项关键攻关技术来对待，经过多种方法的探索及实验流程的比较，终于较好地获得了该馏分的定量资料数据，填补了该领域研究中的一项空白，这不仅提高了各类烃源岩生烃潜力评价的精度，而且该馏分组成及其演化规律的深入研究，对于进一步揭示各类源岩的成烃模式将提供更为重要的信息。

表11-5 烃源岩热解全烃色谱资料表

| 样品名称 | 全烃各馏分相对百分含量（%） | | |
| --- | --- | --- | --- |
| | $C_{1-5}$ | $C_{6-14}$ | $C_{15^+}$ |
| 扎赉诺尔褐煤 | 23.27 | 66.30 | 10.34 |
| 扎赉诺尔泥岩 | 26.42 | 54.39 | 19.19 |
| 黄县褐煤 | 24.08 | 48.72 | 27.20 |
| 茂名油页岩 | 16.71 | 53.60 | 29.71 |

## 2. 热压模拟液态烃的生成与演化

本章采用热压模拟成烃实验测定了煤及煤系泥岩、湖相泥岩及海相碳酸盐岩各类烃源岩不同温度下的热解油（包括$C_{6-14}$的轻质烃和$C_{15^+}$的重烃）残余烃（试样中残留的氯仿抽提物——氯仿A），并对各部分进行了族组成、气相色谱、高效液相色谱及色谱-质谱

等项分析，总的看来，液态产物的生成与演化经历了干酪根降解、沥青质与非烃热降解、液态烃热裂解成气的过程。干酪根在低热演化阶段（初始阶段）降解产物中，烃类较少，非烃及沥青质相对含量较高。随着干酪根热成熟度增高，降解产物中烃浓度增大，非烃及沥青质浓度减少，大量液态烃生成，随着热演化程度增高，干酪根中大分子进一步缩合，降解率降低，呈现缩合大于降解，液态烃在热力作用下进一步裂解，最终导致液态烃消失。液态烃裂解顺序首先是长链烷烃裂解（$C_{22}$-馏分），其次是中长链烃裂解（$C_{15}$—$C_{22}$），轻烃部分（$C_6$—$C_{14}$）裂解较晚，当热力作用继续增加，$C_5$以下的气态烃也发生裂解，大量生成自由能最小、稳定性最高的最小分子甲烷而成为干气。整个演化过程中，液态烃逐渐变轻直至消失，气态烃逐渐变干直至最终甲烷化。

现将有关烃源岩热压模拟液态烃的演化特点详述如下：

(1) 烛藻煤

烛藻煤是一种藻类相对富集，同时含有一定数量腐殖组分（镜质、丝质组）的可燃有机岩。有机母质类型相当于Ⅱ$_A$型，其液态烃生成过程与演化特征见图11-12，表11-6。

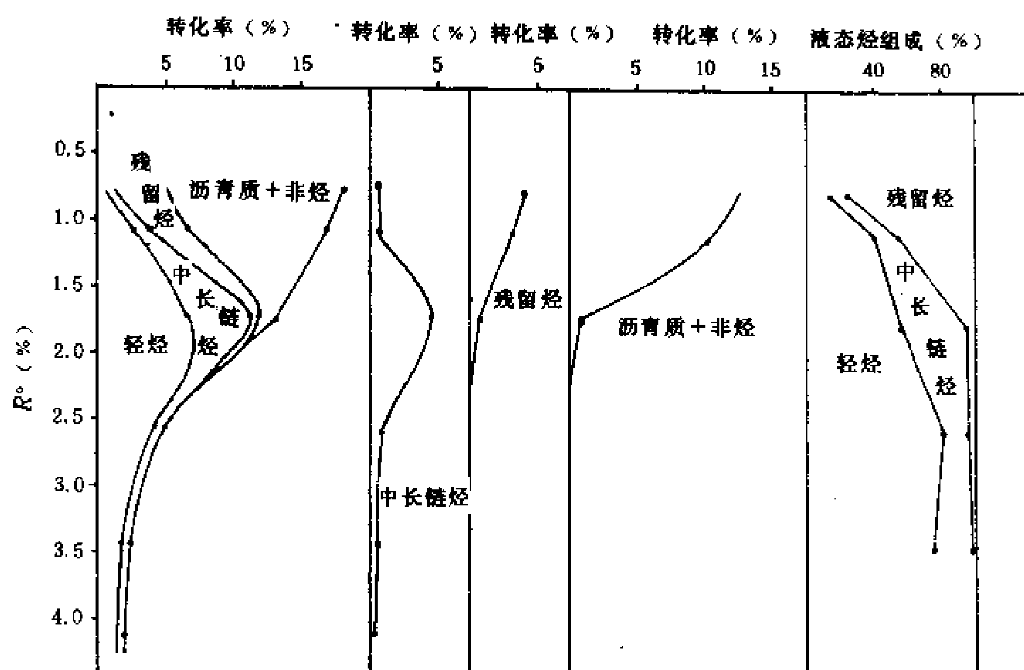



图11-12　山西蒲县烛藻煤热压模拟液态烃生成与演化

为了能够比较深入地探讨问题，我们将热压模拟生成的总可溶有机物细分为轻烃（$C_6$—$C_{15}$部分：即热解油中恒重挥发部分）、中长链烃（$C_{15}$—$C_{22}$部分：即热解油恒重挥发后剩余部分）、残留烃（$>C_{22}$部分：即岩样残渣氯仿抽提物中的烃类部分）和非烃类（包括沥青质和非烃）等四部分。

当$R^o<0.8\%$时，非烃类大量产出，残留烃生成量也较高，相反，轻烃和中长链烃产出较少。在总可溶有机物中非烃类将近占70%，残留烃占近20%。显然这一阶段一般只

能产出重质油。

继而非烃类开始热降解，生成量开始减少，残留烃也裂解变少。而轻烃、中长链烃不断生成。当 $R^o$达 1.75%时，中长链烃转化率达到最大值。当 $R^o$为 2.0%时，轻烃转化率达到最大值，同时，非烃类及残留烃因热降解和热裂解而相继消失。

最后，随着热演化程度的继续升高，中长链烃和轻烃也发生热裂解而逐渐消失。

在整个液态烃生成与演化过程中，残留烃不断减少，轻烃、中长链烃所占比例不断增大，油质变轻。总的看来，$R^o$<1.10%±主要产出重质油，$R^o$为 1.10—1.75%±主要产生轻质油，$R^o$>1.75%时主要产凝析油。

需要说明的是，烛藻煤在很高的演化阶段（$R^o$>3.5%）仍有液态烃产出，这部分液态烃有可能是因干酪根重新排列而释放出来，其数量是有限的。

残留沥青 A 的演化：样品加热后残渣的沥青 A 和族组分分析见表 11-6。因热解油已单独进行了收集，使得残留沥青 A 中以沥青质和非烃为主，烃类组分较少。随着温度的升高，饱和烃、芳烃、非烃含量呈现出增加趋势，沥青质则有所减少。沥青 A 含量在 300℃就达到最高值，随后减少以至消失。

**表 11-6　山西蒲县烛藻煤残渣沥青 A 族组成**

| 实验温度（℃） | $R^o$（%） | 沥青 A 含量（%） | 族组成（%） | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 饱和烃 | 芳烃 | 非烃 | 沥青质 |
| 未加热 | 0.45 | 2.3662 | 14.15 | 21.10 | 13.67 | 51.08 |
| 300 | 0.57 | 14.9033 | 10.60 | 13.69 | 17.21 | 58.50 |
| 350 | 0.81 | 13.1907 | 10.32 | 12.84 | 11.24 | 65.60 |
| 400 | 1.31 | 1.4561 | 15.44 | 26.27 | 20.73 | 37.56 |
| 450 | 1.92 | 0.1168 | 25.00 | 19.17 | 30.83 | 25.00 |
| 500 | 2.56 | 0.0703 | | | | |

（2）残殖煤

残殖煤是在比较特殊的成煤环境下形成的，稳定组分（壳质、孢子、木栓质体等）比较富集，并含有一定量腐殖组分的可燃有机岩。从其母质性质来看，可定为 $\mathrm{II}_A$型有机母质，具有较高的产油气能力。残殖煤的液态烃生成过程与演化特征见图 11-13。

残殖煤热压模拟液态产物的生成有几个特点：第一、沥青质和非烃的产率很高，最高转化率达 16%±，而液态烃的转化率最高仅达 8%左右。沥青质与非烃的大量热降解，并没有引起液态烃转化率的明显增高，反映出了母质结构的特殊性，这很可能与其特殊的成煤环境有关。第二、其液态烃的产出过程很长，在 $R^o$为 2.55%时，液态烃出现了增高现象，液态烃直至 $R^o$达 3.9%左右才消失，这一点与烛藻煤的情况相似。说明残殖煤在高演化阶段母质结构重排中不仅可产出气态烃，也可产出少量的液态烃类。

另外，非烃类和残留烃转化率在 $R^o$为 1.25%时达到高峰值，在 $R^o$2.30%时消失，其

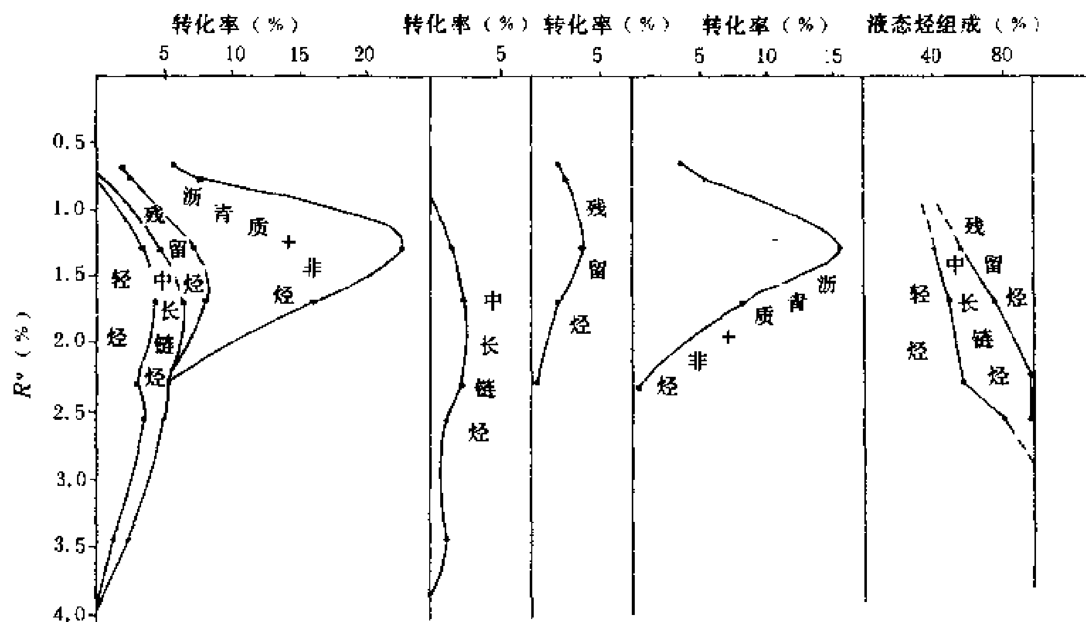



图 11-13 浙江长兴残殖煤热压模拟液态烃生成与演化

转化率为以原始有机质计算的重量转化率

热裂解和消失顺序依次为：沥青质+非烃、残留烃、中长链烃、轻烃，符合热力学原理。整个演化过程，残留烃在液态烃中所占比例不断减少，轻烃不断增加，中长链烃则先增加、后减少。油质相应由重质油变为轻质油，最后生成过成熟凝析油。

热解油的全烃色谱和高效液相色谱分析资料表明（表 11-7），与母体结构重排而产出少量液态烃相对应，热解油在 450℃和 550℃出现了主峰碳反而增大的反常现象，$C_{21^-}/C_{22^+}$、*OEP* 出现了最低值。这反过来进一步证实了残殖煤在过成熟演化阶段仍能产出少量液态烃的可能性。

随着热演化程度增高，烃类中饱和烃所占比例不断减少，芳烃中双芳、三芳呈现出明显的增长趋势，反映出芳构化程度的增高，尤其是双环芳烃具有较强的热稳定性。

**表 11-7 浙江长兴残殖煤热模拟生成油的全烃色谱和高效液相色谱分析资料**

| 实验温度（℃） | $R^o$（%） | 热解油全烃色谱 | | | | | | | 热解油高效液相色谱 | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 主峰碳 | $\frac{C_{21^-}}{C_{22^+}}$ | $\frac{C_{21+22}}{C_{28+29}}$ | $\frac{Pr}{Ph}$ | $\frac{Pr}{nC_{17}}$ | $\frac{Ph}{nC_{18}}$ | *OEP* | 饱和烃（%） | 单芳（%） | 双芳（%） | 三芳（%） | 胶质（%） |
| 350 | 1.27 | $C_9$ | 327.80 | ∞ | 1.10 | 0.06 | 0.10 | 1.31 | 36.80 | 29.30 | 31.60 | 2.20 | 0.10 |
| 400 | 1.67 | $C_9$ | 175.34 | ∞ | 0.92 | 0.06 | 0.09 | 1.25 | 35.73 | 34.22 | 25.63 | 4.07 | 0.35 |
| 450 | 2.30 | $C_{12}$ | 40.39 | 71.10 | 0.54 | 0.03 | 0.09 | 0.70 | 8.63 | 28.98 | 55.51 | 6.60 | 0.28 |
| 500 | 2.56 | $C_9$ | 96.35 | ∞ | 0.42 | 0.04 | 0.11 | 1.06 | 21.25 | 30.00 | 42.50 | 5.97 | 0.28 |
| 550 | 3.42 | $C_{12}$ | 21.69 | 30.41 | 0.47 | 0.02 | 0.05 | 0.41 | 6.05 | 21.91 | 64.48 | 7.30 | 0.26 |

残留沥青 A、族组分分析见表 11-8。加热后残渣沥青 A 含量在 350℃达到最高值。残

留沥青 A 中以沥青质和非烃占大多数，饱和烃、芳烃含量较低。随模拟温度增高，残留沥青 A 中饱和烃逐渐减少，沥青质有所增加。

表 11-8 浙江长兴残殖煤加热后残余沥青 A 和族组成分析资料

| 实验温度 (℃) | $R^o$ (%) | 沥青 A 含量 (%) | 族组成 (%) | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 饱和烃 | 芳烃 | 非烃 | 沥青质 |
| 未加热 | 0.60 | 3.5420 | 11.22 | 24.39 | 33.17 | 31.22 |
| 250 | 0.66 | 4.5962 | 10.54 | 23.65 | 29.31 | 36.50 |
| 300 | 0.71 | 6.9354 | 7.02 | 22.03 | 26.88 | 44.07 |
| 350 | 1.27 | 16.9817 | 5.54 | 14.46 | 22.65 | 57.35 |
| 400 | 1.67 | 9.6955 | 3.02 | 16.28 | 19.77 | 60.93 |
| 450 | 2.30 | 0.0872 | 6.14 | 33.45 | 19.45 | 40.96 |
| 500 | 2.56 | 0.0460 | | | | |

(3) 腐殖煤

腐殖煤是一常见煤种，分布广泛，其有机显微组分以镜质组为主。腐殖煤热压模拟产物组成中虽以气态烃为主（按热值折算可达 15%），但液态烃的转化率仍可达 3—5%。腐殖煤热压模拟液态烃的生成与演化的规律基本相似，现以山东黄县腐殖煤为例（图 11-

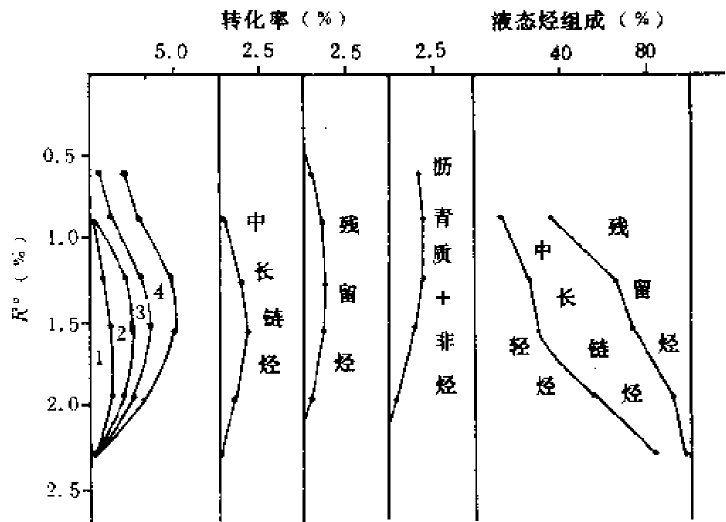



图 11-14 山东黄县褐煤液态烃生成与演化

转化率为以原始有机质计算的重量转化率

1. 轻烃；2. 中长链烃；3. 残留烃；4. 沥青质+非烃

14，表 11-9）。腐殖煤生烃演化的总趋势是液态烃中轻烃所占比例不断增大，高峰期 $R^o$ 为 1.9%；中长链烷烃的变化与轻烃基本相似，唯高峰值出现于 $R^o$1.5%；残余烃的高峰值

更早，$R^o$值大约在1.3—1.4%。总之，腐殖煤液态烃的演化特点是生烃高峰期滞后（与泥岩生烃高峰$R^o$为1.0%相比）。造成这一现象的根本原因，笔者认为主要是煤的热演化过程中缺乏必要的粘土矿物催化剂。

表 11-9　山东黄县褐煤加热后的沥青 A、族组成分析资料

| 实验温度（℃） | $R^o$（%） | 沥青A含量（%） | 族组成（%） | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 饱和烃 | 芳烃 | 非烃 | 沥青质 |
| 未加热 | 0.42 | 2.1224 | 10.11 | 11.70 | 35.64 | 42.55 |
| 300 | 0.60 | 1.8602 | 8.29 | 10.30 | 48.75 | 32.66 |
| 350 | 0.87 | 2.7988 | 13.24 | 15.68 | 32.70 | 38.38 |
| 400 | 1.24 | 3.3721 | 21.67 | 15.48 | 30.47 | 32.38 |
| 450 | 1.53 | 3.0367 | 25.41 | 17.25 | 13.75 | 43.59 |
| 500 | 1.80 | 0.6481 | 11.65 | 28.40 | 12.86 | 41.50 |
| 550 | 2.06 | 0.0718 | | | | |

由表11-9可知，腐殖煤热压模拟产物的演化特征是氯仿沥青A存在明显的高峰期，即模拟温度在400℃时，相应的$R^o$值为1.24%，氯仿沥青A含量最高（3.3721%）。饱和烃的演化趋势几乎与氯仿沥青A相似，只是高峰期更滞后（$R^o$为1.53%）。芳烃的演化是随热成熟度增高而增大，说明其芳构化程度在不断增强。非烃随成熟度增加而有规律地减少，表明其有相当部分在向烃转化。沥青质在腐殖煤的热演化过程中变化不大。

（4）碳质泥岩

碳质泥岩是可燃有机岩的一种，其有机质丰度仅次于煤，母质类型为腐殖型，也是天然气的主要源岩之一，其液态烃的生成与演化见图11-15。生油高峰时$R^o$值为1.1%左

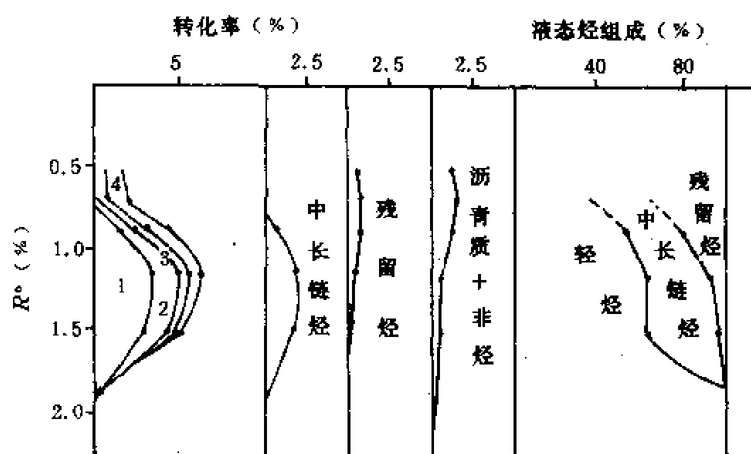



图 11-15　新疆乌苏水电厂碳质泥岩液态烃生成与演化

转化率为以原始有机质计算的重量转化率

1. 轻烃；2. 中长链烃；3. 残留烃；4. 沥青质+非烃

右，液态烃转化率达 5.5%。残留烃和沥青质+非烃转化率在 $R^o$ 为 0.7%时达到高峰值，轻烃、中长链烃在 $R^o$ 为 1.25%时达到转化高峰。$R^o$ 为 0.8%时，总液态烃中轻烃所占比例已达 50%，热解油所占比例已达 80%，油质也很轻，亦可提供轻质油和凝析油。碳质泥岩及其所含树脂体（包括有机碳含量较高的煤系泥岩中的树脂体）很可能是煤系早期凝析油的主要提供者。碳质泥岩与腐殖煤相比，其液态烃的演化明显提前，由于二者的母质类型相似，因此，造成上述差异主要可能是碳质泥岩中粘土矿物含量较高，催化作用较强的缘故。

热压模拟后残渣中的沥青 A、族组成分析资料见表 11-10。残渣沥青 A 含量在 300℃达到最大峰值，沥青 A 族组分中，饱和烃和非烃含量随温度升高而降低，芳烃、沥青质含量则随着温度升高而增加，与一般源岩的自然演化规律基本一致。

**表 11-10　新疆乌苏水电厂煤矿碳质泥岩加热后残渣沥青 A、族组成分析资料**

| 实验温度（℃） | $R^o$（%） | 沥青 A 含量（%） | 族组成（%） | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 饱和烃 | 芳烃 | 非烃 | 沥青质 |
| 未加热 | 0.42 | 0.4428 | 19.05 | 16.67 | 53.74 | 10.54 |
| 250 | 0.52 | 0.3682 | 12.05 | 14.79 | 51.52 | 21.64 |
| 300 | 0.79 | 0.4769 | 12.31 | 14.11 | 50.16 | 23.42 |
| 350 | 0.92 | 0.4422 | 11.88 | 20.72 | 32.59 | 34.81 |
| 400 | 1.14 | 0.1927 | 12.62 | 25.57 | 32.68 | 29.13 |
| 450 | 1.49 | 0.0894 | 4.62 | 46.20 | 17.66 | 31.52 |
| 500 | 1.76 | 0.0152 | | | | |

(5) *腐泥型生油岩*

样品采自泌阳凹陷泌 80 井核三段，为未成熟生油岩，其热压模拟液态烃的生成过程与演化特征见图 11-16，热解油在 $R^o$ 为 0.35%即开始产出，此时烃转化率可达 7%左右，已进入生油门限。$R^o$ 为 1.1%时，总转化率达到高峰值。$R^o$=1.6%时，热解油转化率达到最大值，残留烃、沥青质+非烃转化率明显变小，此时已达凝析油阶段。腐泥型生油岩总有机转化率可达 30%，总液态烃转化率可达 23%。由于该样品模拟实验时，采用水冷凝的方法，有部分轻烃散失，因此实际转化率可能还要高一些。

热解油与沥青 A 的族组成分析资料见表 11-11，热解油族组成中，以饱和烃占绝对优势，其性质同原油相似。随模拟温度升高，族组成中，饱和烃含量呈现降低趋势，芳烃含量则呈现增加趋势，非烃和沥青质也有所增加，沥青 A 族组成中，也以饱和烃为主，其演化趋势与热解油相似。

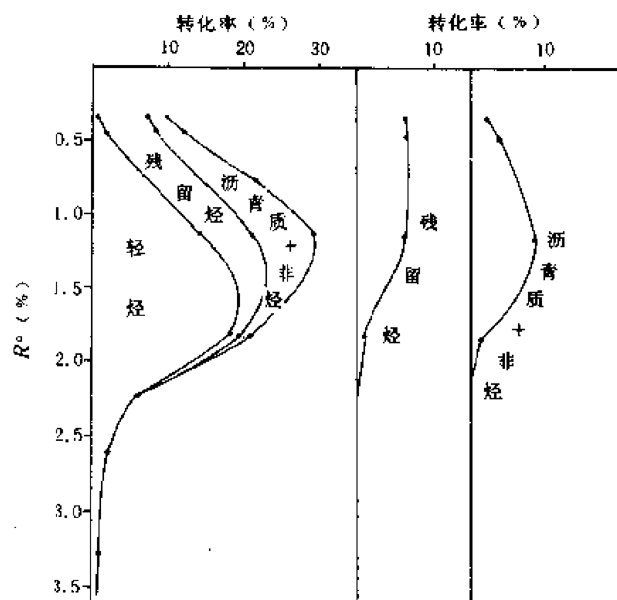



图 11-16　泌 80 井腐泥型生油岩液态烃的生成与演化

转化率为以原始有机质计算的重量转化率

**表 11-11　泌阳凹陷泌 80 井腐泥型生油岩热模拟热解油、沥青 A 族组成分析资料**

| 实验温度（℃） | $R^o$（%） | 沥青 A 含量（%） | 族组成（%） | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 饱和烃 | 芳烃 | 非烃 | 沥青质 |
| 未加热 | 0.27 | 0.7266 | 49.13 | 17.87 | 26.05 | 6.95 |
| 250 | 0.46 | 0.4305 | 52.00 | 19.40 | 24.60 | 4.00 |
| 300 | 0.66 | 0.4912 | 41.04 | 23.12 | 27.17 | 8.67 |
| 350 | 1.03 | 0.7127 | 22.22 | 20.44 | 29.76 | 27.58 |
| 400 | 1.76 | 0.1060 | 30.97 | 22.15 | 22.79 | 24.09 |
| 250 | 0.46 | 热解油 | 82.65 | 12.04 | 4.25 | 1.06 |
| 300 | 0.66 | 热解油 | 95.29 | 1.41 | 2.95 | 0.35 |
| 350 | 1.03 | 热解油 | 90.02 | 4.71 | 4.78 | 0.49 |
| 400 | 1.76 | 热解油 | 84.21 | 9.56 | 5.82 | 0.48 |
| 450 | 2.02 | 热解油 | 72.07 | 18.56 | 8.45 | 0.92 |
| 500 | 2.46 | 热解油 | 67.84 | 21.33 | 9.28 | 1.55 |
| 550 | 2.68 | 热解油 | 59.40 | 30.13 | 7.05 | 3.42 |

（6）油页岩

样品采自广东茂名，母质类型属于腐殖腐泥型，有机质丰度较高，未一低成熟。其热压模拟液态烃产物的生成过程与演化特征见图 11-17。$R^o$为 0.5%时开始有轻烃和中长链烃析出，$R^o$达 0.9%时，残留烃及非烃+沥青质转化率达到最高值，$R^o$=1.25%时，中长链烃转化率达到最高值。轻烃转化率在 $R^o$为 1.70%时达到产出高峰，随后逐渐减少，以

至消失。整个演化过程，轻烃、中长链烃在总液态烃中占的比例不断增大，油质变轻，$R^o$ =1.25—1.75%为轻质油阶段，$R^o$>1.75%进入凝析油阶段。

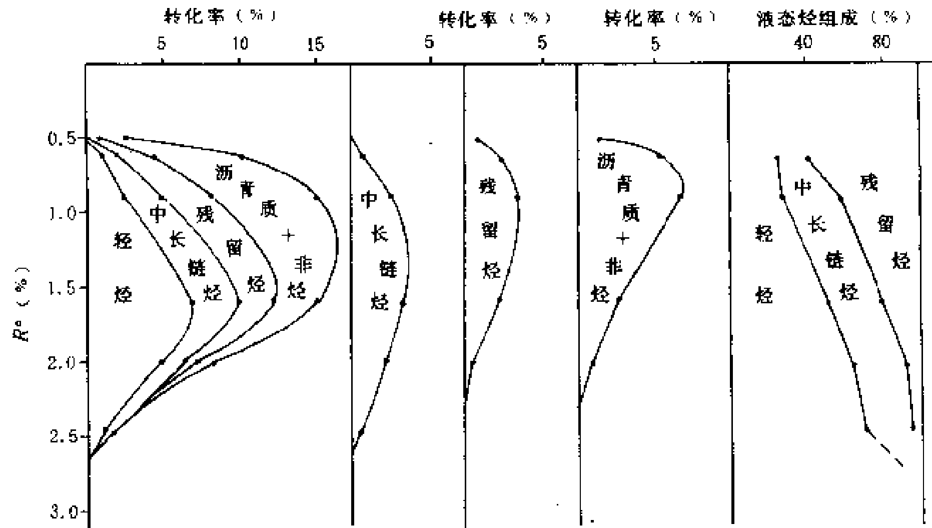



图 11-17 茂名油页岩热压模拟液态烃生成与演化

转化率为以原始有机质计算的重量转化率

加热后残渣沥青 A、族组成分析资料见表 11-12。残留沥青 A 含量在 350℃时达到最大值，族组成中，饱和烃含量大于芳烃含量，随着模拟温度的升高，芳烃及沥青质含量逐渐增加。

**表 11-12 茂名油页岩加热后残渣的沥青 A、族组成分析资料**

| 实验温度（℃） | $R^o$（%） | 沥青 A 含量（%） | 族组成（%） | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 饱和烃 | 芳烃 | 非烃 | 沥青质 |
| 未加热 | 0.30 | 0.1903 | 26.15 | 12.15 | 54.52 | 7.18 |
| 250 | 0.51 | 0.2534 | 20.92 | 13.05 | 53.55 | 12.48 |
| 300 | 0.63 | 0.9030 | 18.35 | 13.77 | 31.88 | 36.00 |
| 350 | 0.91 | 1.1553 | 19.38 | 14.77 | 36.31 | 29.54 |
| 400 | 1.61 | 0.5998 | 27.21 | 19.27 | 21.30 | 22.22 |
| 450 | 2.01 | 0.1823 | 16.17 | 16.92 | 42.53 | 24.38 |
| 500 | 2.46 | 0.0130 | | | | |
| 550 | 2.98 | 0.00050 | | | | |

## 五、热压模拟固体产物的地球化学变化

为了进一步了解烃源岩的成烃演化机制及其地球化学变化规律，本书还对各类源岩在不同模拟温度下的固体残渣进行了荧光薄片观察、干酪根元素分析及同位素测定等项

分析研究。

**1. 有机显微组分的组成变化**

本书对扎赉诺尔泥岩、茂名油页岩及黄县褐煤等试样的模拟温度系列进行了有机显微组分（煤岩组分）的鉴定和定量统计，其结果列于表 11-13。

**表 11-13 烃源岩有机显微组成定量统计表**

| 样品名称 | 模拟温度（℃） | 镜质组（%） | 稳定组（%） | | | | | 惰质组（%） | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 孢子体 | 藻类体 | 树脂体 | 角质体 | 总计 | 丝质体 | 半丝质体 | 惰质体 | 总计 |
| 山东黄县褐煤 | 未加热 | 70.98 | 1.53 | 1.91 | 1.92 | 1.15 | 6.51 | | | 2.29 | 2.29 |
| | 300 | 68.98 | 1.34 | 0.19 | 0.77 | 0.38 | 2.68 | 2.67 | 1.34 | 2.47 | 6.48 |
| | 350 | 72.24 | 1.38 | | 0.39 | 1.77 | 3.54 | 1.77 | 1.38 | 1.12 | 4.27 |
| | 400 | 74.29 | 0.38 | | | 0.38 | 0.76 | 1.88 | 0.78 | 0.75 | 3.41 |
| | 450 | 71.66 | 0.39 | | | 0.39 | 0.78 | 2.58 | 0.33 | 0.78 | 3.69 |
| | 500 | 73.90 | | | | | | 2.50 | | 0.83 | 3.33 |
| | 550 | 75.97 | | | | | | | | 0.83 | 0.83 |
| | 600 | 75.95 | | | | | | | | | |
| 扎赉诺尔泥岩 | 未加热 | 94.30 | | | | | 1.40 | | | | 2.52 |
| | 250 | 98.09 | | | | | 0.48 | | | | 0.48 |
| | 300 | 95.67 | | | | | 0.22 | | | | 0.87 |
| | 350 | 96.27 | | | | | | | | | 1.77 |
| | 400 | 97.00 | | | | | | | | | 1.60 |
| | 450 | 96.58 | | | | | | | | | 1.86 |
| | 500 | 97.80 | | | | | | | | | 1.20 |
| | 550 | 96.18 | | | | | | | | | 2.86 |
| | 600 | 95.68 | | | | | | | | | 3.48 |
| 广东茂名油页岩 | 未加热 | 5.90 | | | | | 5.90 | | | 81.63 | |
| | 250 | 2.41 | | | | | 1.09 | | | 47.80 | |
| | 300 | 2.99 | | | | | 0.43 | | | 36.03 | |
| | 350 | 5.08 | | | | | 0.42 | | | 9.04 | |
| | 400 | 3.54 | | | | | 0.20 | | | 1.90 | |
| | 450 | 4.74 | | | | | | | | | |
| | 500 | 4.74 | | | | | | | | | |
| | 550 | 2.68 | | | | | | | | | |
| | 600 | 3.69 | | | | | | | | | |

（1）褐煤模拟系列

山东黄县褐煤是腐殖型褐煤，以无结构腐殖体为主，其煤岩组成是镜质组 70.98%，稳定组 6.51%，惰质组 2.29%。稳定组分中含有一定数量的孢子体、树脂体和藻类体，其形态及轮廓十分清晰，惰质组分较少，且呈碎屑分散状分布。

在该试样热压模拟系列中，其荧光分析变化规律是，在未加热前，树脂体发亮黄、黄绿色荧光，孢子体具橙黄色荧光。当模拟加温至 300℃并恒温 40 小时之后，孢子体略有收缩，但仍发橙色荧光，而树脂体的荧光则呈黄色显示。当模拟温度达 350℃、恒温 40 小时后，孢子体强烈收缩，但仍具微弱橙黄色荧光，且形态轮廓仍然清晰。而树脂体的荧光却十分微弱，且带褐色。当模拟温度达 400℃时，孢子体和树脂体的荧光已基本消失，仅依稀可辨个别强烈收缩的孢子体遗迹。至 450℃，荧光全部消失。

不同模拟温度条件下对煤岩显微组分的反射光形貌和结构观察结果，未加热前，显微组分差别明显，稳定组分呈深灰黑色，腐殖组分呈浅灰色，表面平滑，惰质组呈亮黄白色。加温 300℃时，腐殖组分呈浅灰色，开始发育裂缝，裂缝多呈锯齿形、楔形，且多

沿原始植物细胞间隙发展而成。未见典型气孔。350℃时，稳定组分反射率开始接近腐殖组分。腐殖组分呈灰白色，裂缝进一步发育，且连通成放射状的裂缝群，偶见典型气孔，但仍易于与惰性组分区分。400℃时，腐殖组分的裂隙多呈楔形，较宽，常见气孔。450℃时，腐殖组分呈现白色，其反射率与稳定组分相当，气孔发育，多呈圆形，大小不均，裂缝数量有所减少。500℃时腐殖组反射率剧增，气孔明显增多，且连片分布。550℃时腐殖组反射率接近惰质组分，呈黄白色，气孔扩大并变稀，腐殖组分表面被“撕裂”。600℃时腐殖组分呈亮黄色，难以和惰质组区分，气孔扩大连成网状，腐殖组分的表面“撕裂”更严重。

黄县褐煤的荧光分析及形貌和结构观察表明，热压模拟各温度阶段煤岩显微组分变化最显著的是稳定组，其总变化趋势是随温度增高，该组分中类脂部分不断热解成烃，随着烃的不断产生和枯竭，藻类体、角质体、孢子体和树脂体的残体也不断发生变化，首先是荧光的逐渐消失和母质残体的逐渐收缩直至最后结构形态的完全改变。镜质组的变化与稳定组正好相反，随模拟温度增高，镜质组还有所增加（由70.98%增至75.95%）。惰质组的变化则比较复杂，首先是丝质体随模拟温度升高而有所增加，而半丝质体和惰质体则逐渐减少，值得注意的是煤岩组分的变化和模拟气、液态烃产率与温度变化相呼应，尤其与稳定组分的变化和荧光的消失联系更为密切。由此看来，稳定组分的变化进一步支持煤中液态烃的主要母源是稳定组分的认识。模拟温度350℃前树脂及角质体并已消失的事实表明其可能为低熟凝析油的主要来源。

(2) 扎赉诺尔泥岩

扎赉诺尔泥岩以粘土矿物为主。有机组分主要呈碎屑状分散于粘土且以半丝质体及丝质体碎屑数量较多。偶见黄铁矿。镜质体主要为碎屑镜质体和少量的结构镜质体。稳定组分有孢子体和角质体。

荧光分析表明，该试样在未加热之前，稳定组分普遍具有黄色荧光，模拟温度从250℃升至350℃时，孢子体和角质体由具较强的橙黄色荧光和形态轮廓清楚而逐渐变为荧光减弱直至基本消失。当模拟温度达400℃，荧光完全消失，稳定组分已无法识别。

反射光下的形貌和结构观察表明，未加热前各显微组分之间的差别明显，孢子体、角质体形貌轮廓清晰。加热后，从250—600℃，各组分的变化规律基本上与黄县褐煤的变化基本相似，唯350℃时孢子体反射率已接近镜质组，说明稳定组分的变化更为剧烈。由表11-13的统计资料可见，稳定组在300℃以后已“消失”。

(3) 茂名油页岩

茂名油页岩以矿物沥青基质为主，含有部分镜质体碎屑，镜下未见到惰质组分，稳定组分主要是藻类体、孢子体和一些碎屑稳定体。矿物成分有粘土矿物、黄铁矿和石英。矿物沥青基质是介于无机矿物和有机组分之间的一种特殊组分，可能为藻类等低等水生生物的降解产物和粘土矿物的混合物，荧光性较强。在热压模拟过程中，随着模拟温度增高，矿物沥青基质的荧光性逐渐消失。

荧光分析表明，未加热前，矿物沥青基质具暗黄色荧光，藻类体和孢子体发强黄绿色荧光，其形态、轮廓清晰。由250—350℃，矿物沥青基质的荧光显示由色杂变为近于

“熄灭”。稳定组分的荧光由橙黄色变为橙红色，但藻质体和孢子体的结构和形态仍然清晰。从 400—500℃，稳定组分的荧光由暗红到消失，矿物沥青基质已基本“消失”。

反射光下的形貌和结构观察表明，未加热前，显微组分之间的差别十分明显。矿物沥青基质呈深灰色。随着模拟温度增加，矿物沥青基质表面出现气孔，且随温度增高而气孔不断增多增大。450℃以后稳定组与镜质组则难以区别，镜质组分的气孔已增多。500℃时镜质体反射率剧增，反射光下呈白色。600℃时反射率高达 4%，反射光下已呈亮黄色。镜下统计表明（见表 11-13），油页岩中的矿物沥青基质及稳定组分都随模拟温度增高而急剧减少，300—350℃时降低幅度最大，正是在这个温度区间液态烃产率出现峰值。400℃时矿物沥青基质已基本“消失”，稳定组分的反射率已接近镜质组分，其形态和轮廓已不清晰了，此时已难于从镜下统计出稳定组分的含量了。

上述黄县褐煤、扎赉诺尔泥岩和茂名油页岩三个热模拟系列的有机岩石学鉴定及荧光分析和显微镜的反射光观察，较系统地揭示了热压模拟过程中煤岩的显微组成变化。尤其是稳定组分的变化与热模拟过程中液态烃的产生及其变化规律紧密相连，稳定组分中孢子体、藻体、树脂体及角质体的荧光性及其形貌和结构变化均与其液态烃产率的变化密切相关，这进一步揭示了稳定组分是液态烃源的主要提供者。模拟温度在 350℃之前稳定组分中树脂体和角质体的“消失”也表明其为未成熟—低成熟阶段凝析油和轻质油的主要烃源提供者。在热模拟过程中，镜质组和惰性组中半丝质组和惰屑体的变化及其与油气的关系尚需深入进行研究。

### 2. 不同模拟温度下干酪根的有机元素组成变化

为了进一步研究热压模拟过程中干酪根的结构变化，本书选择了泥岩、油页岩和一些特殊煤种（如烛藻煤、残殖煤等）的热压模拟系列进行干酪根的有机元素分析，根据 H/C 及 O/C（原子比）与模拟温度关系（图 11-18，11-19），在烃源岩的热压模拟过程中，

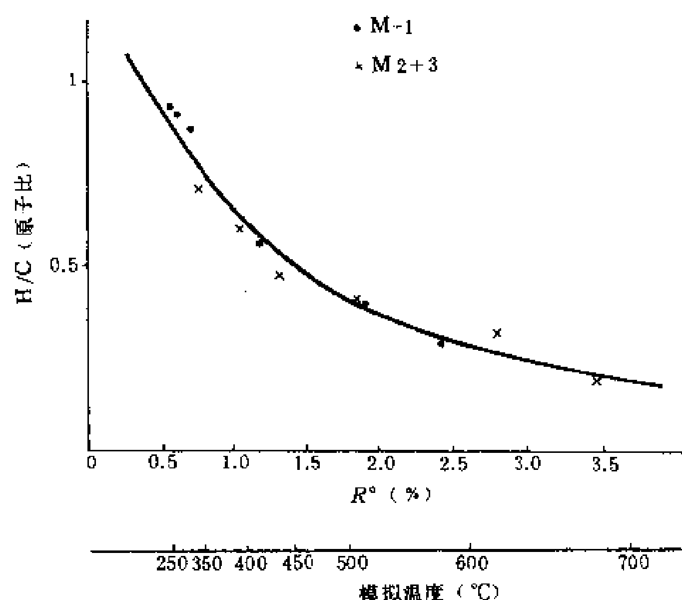



图 11-18 任二井 K 生油岩干酪根 H/C（原子比）与模拟温度关系

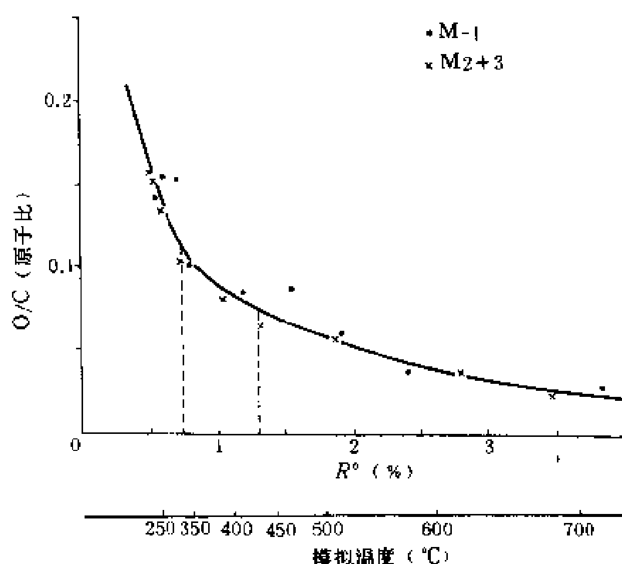



图 11-19 任二井 $K_1$ 生油岩干酪根 O/C（原子比）与模拟温度关系

随着模拟温度增高，由于干酪根热降解生烃，其 H/C 与 O/C（原子比）逐渐降低，以及各阶段生烃速率不同，故其降低幅度也不一样。模拟温度 350℃前（相当于 $R^{o}$值在 1%以前），H/C 与 O/C（原子比）急剧减小，它表明干酪根进入成油门限之后，大量具低键合能的官能团——羰基、羧基等迅速脱除，侧链烷烃大量断裂降解成烃，从而使干酪根中的氢、氧元素减少，而碳元素相对增加，H/C 和 O/C（原子比）迅速降低。当模拟温度达 450℃时（相应的 $R^{o}$值为 1.3%），上述变化趋势明显减缓，此时干酪根热降解生成液态烃的阶段也基本结束，这一时期干酪根中只能降解少量短链烷烃，但同时可能发生已降解的长链烷烃的二次裂解，同时干酪根大分子进一步缩合，因而仍然使 H/C、O/C（原子比）继续降低，但其降低的幅度就更趋于缓慢。

热压模拟过程中，源岩干酪根的有机元素变化基本符合干酪根的自然演化，从而进一步表明热压模拟的成烃机制基本上与自然演化接近，其模拟过程中所获参数基本可信。

**3. 不同模拟温度下干酪根、甲烷、乙烷、丙烷及二氧化碳的 $\delta^{13}C$ 变化**

为了进一步探讨有机质热演化过程中碳同位素的分馏作用及其变化规律，本书选择了以云南寻甸金所腐殖煤、浙江长兴残殖煤、现代花粉加 3.8%高岭石、任二井下白垩统泥岩、扎赉诺尔泥岩为代表的热压模拟系列，分别测试了气态产物甲烷、乙烷、丙烷、二氧化碳的碳同位素随模拟温度的变化，同时测试了个别系列的热解油和残余干酪根碳同位素随模拟温度的变化（图 11-20—11-23）。其总变化趋势具以下几个特点：

（1）褐煤、残殖煤、泥岩及现代花粉热模拟气态产物中甲烷均随模拟温度增高而更富含$^{13}C$ 的现象。但各试样均存在低温模拟时甲烷中更富含$^{13}C$ 的现象，当模拟温度达 350℃时（液态窗高峰），甲烷中更富含$^{12}C$，$\delta^{13}C$ 值达最低点之后则随模拟温度增高，甲烷中$^{13}C$ 同位素渐增。

（2）乙烷和丙烷的碳同位素总变化趋势仍然是随模拟温度增高而更富含$^{13}C$，但亦出现低温阶段（350℃前）更富含$^{13}C$，350℃（液态窗前峰时）更富含$^{12}C$，之后复向富$^{13}C$ 方

向增加。

(3) 二氧化碳的碳同位素出现两种变化趋势，云南寻甸金所褐煤及浙江长兴残殖煤中二氧化碳的碳同位素变化总趋势是随模拟温度增高而碳同位素增重，$\delta^{13}C$ 变化范围从 −25——15‰。泥岩及现代花粉加 3.8%高岭石的二氧化碳中碳同位素的总变化趋势是随模拟温度增高而逐渐富含$^{12}C$。$\delta^{13}C$ 变化范围现代花粉是−17——22‰，泥岩的 $\delta^{13}C$ 碳同位素变化范围则是−6——3‰。看来，泥岩中的二氧化碳更接近以无机二氧化碳为主。

(4) 任二井下白垩统泥岩干酪根及扎赉诺尔泥岩干酪根的碳同位素变化虽然总趋势是随模拟温度增高更富含$^{13}C$，但其变化幅度仅±1‰。

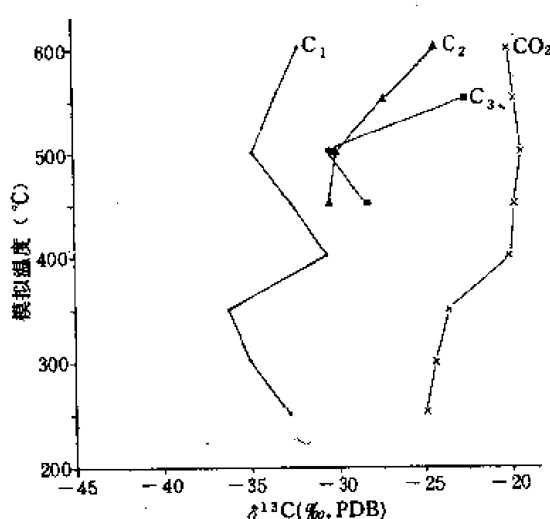



图 11-20 云南寻甸金所褐煤热压模拟气态产物 $\delta^{13}C$ 值与温度关系

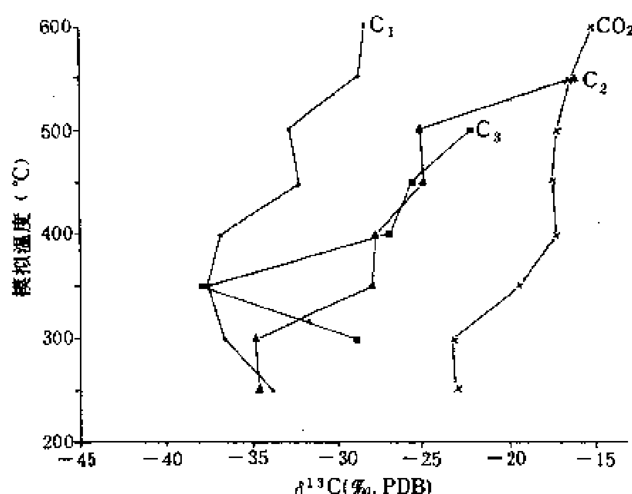



图 11-21 浙江长兴残殖煤热压模拟气态产物 $\delta^{13}C$ 值与温度关系

(5) 热解油（现代花粉及高岭石热压模拟产物）的碳同位素则随模拟温度增高而更富含$^{13}C$。其 $\delta^{13}C$ 变化范围从−29‰增至−26‰。

上述热模拟气、液和固态产物中碳同位素的变化趋势表明，有机质在热演化过程中，碳同位素分馏在持续地进行着。由于$^{12}C$—$^{12}C$ 及$^{13}C$—$^{13}C$ 结合键能的差异，前者断裂时所需的热能较后者低，在相同热力作用下，产物中一般富含$^{12}C$。又因碳的两种稳定同位素$^{12}C$和$^{13}C$，其丰度分别为 98.87—98.98%和 1.02→1.13%，稳定碳同位素中$^{13}C$的丰度本来就远低于$^{12}C$，因此，一般有机物质中 $\delta^{13}C$ 值为负值。但在热演化过程中，在热力作用不断增强的条件下，$^{12}C$—$^{13}C$ 断裂的几率不断增大，从而使热演化产物中$^{13}C$ 的相对浓度增大，随着热压模拟温度增高，其产物中更富含$^{13}C$，结果使 $\delta^{13}C$ 值逐渐增大。至于在液

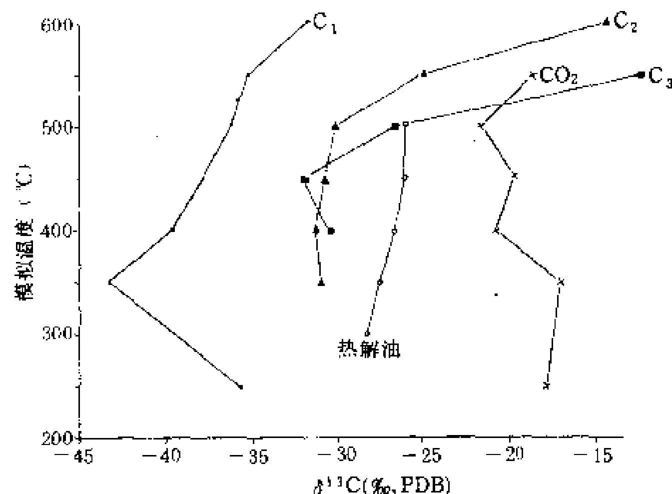



图 11-22　现代花粉加 3.8%高岭石热压模拟气态产物的同位素变化

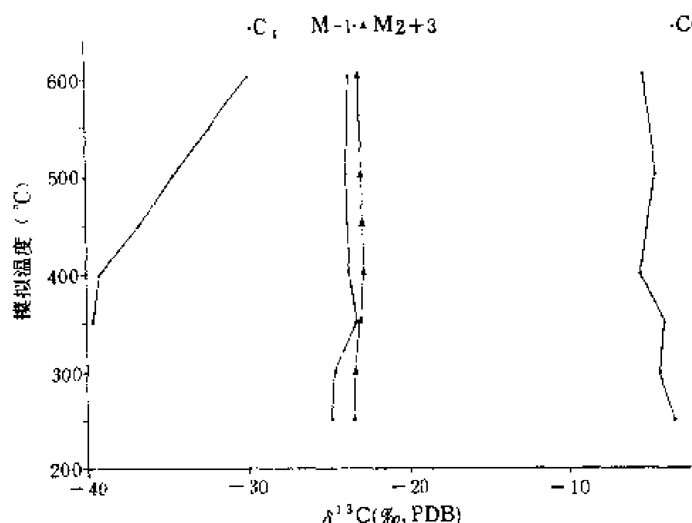



图 11-23　任二井泥岩热压模拟产物的碳同位素变化

态窗高峰阶段 $\delta^{13}C$ 值复出现偏负是由于这一阶段干酪根大量热降解成烃，使本来 $^{12}C$ 的丰度远高于 $^{13}C$ 丰度这一基本面貌掩盖了由热力作用而增加 $^{13}C$ 的局面，从而使产物中 $\delta^{13}C$ 值偏负。

值得注意的是固体干酪根在热模拟过程中，虽然随模拟温度增高 $\delta^{13}C$ 值总变化趋势有所增大，但其增加的变化幅度一般仅 $\pm1‰$，表现出干酪根碳同位素变化十分稳定，因此，许多有机地球化学家正是利用这一特性，使用干酪根的稳定碳同位素来进行母质分类。然而干酪根稳定碳同位素这一变化规律究竟受何种因素支配，这是值得进一步研究的问题。笔者认为，因为干酪根中本来就比较富含 $^{13}C$ 同位素，加之热演化过程中干酪根本身的同位素分馏作用相对比较微弱（与其气、液态产物比较），因而在不同演化阶段 $\delta^{13}C$ 值变化不大。

## 第三节　热压模拟结果在油气勘探中的应用

烃源岩的热压模拟，不仅获得了各类烃源岩的成烃演化规律及模式，为油气生成机制的深入研究提供了丰富的信息，尤为重要的是，通过各类源岩不同演化阶段气、液态烃产率的定量测算，为烃源岩的定量评价及油气资源预测提供了重要的参数。

### 一、盆地模拟进行油气资源评价时热压模拟气、液态烃产率的应用

盆地模拟技术是现今国内外进行油气资源评价的一项新的技术，它是从“动态分析”的观点出发，通过对一个沉积盆地地质历史（包括沉积史和构造发展史）、热历史及有机质的演化史的分析，结合地质、地球物理、有机地球化学、热力学及水动力学等方面的因素，研究盆地古构造的形成和发展，有机质的受热过程及其演化规律，对烃类的生成、排驱及聚集过程予以历史的分析和定量的描述。通过定量计算再现其油气形成过程，为油气资源评价及勘探决策提供重要依据。

值得研究的是，被人们称之为盆地模拟系统工程之“心脏工程”的“烃演化史”（有机质生烃史）是在一些限定条件下，用阿仑尼乌斯动力方程来描述烃的生成速率的。其所涉及的一些关键参数多采用一些表观值来代替（如活化能及指前因子）。笔者设想，如果对于一个含油气盆地的烃演化史能以各类源岩的实际模拟曲线来描述，从而通过计算机来实现其油气生成量的定量计算，似乎“心脏工程”更符合实际，其结果可信度将更高。本书所提供的各岩类不同演化阶段的气、液态烃产率已为这一计算提供了实际依据。所提供的气、液态烃产率系同一样品在相同条件下和同一系统中实际测试取得，经模拟产物与自然演化产物的地球化学特征比较，二者基本相符。其各类源岩模拟生烃模式与自然演化生烃模式基本一致。因此，利用热压模拟产烃率曲线可以比较顺利地将同一盆地不同演化阶段的气、液态烃生成量分别计算出来，而且可以用闭合误差来检验其计算结果。由于本书所选择热压模拟试样均系未成熟源岩（$R^o$一般小于0.5%），各演化阶段的气、液态烃产率基本上代表其最大产烃率（或原始产烃率），不需进行恢复。因此，各岩类的热压模拟生烃曲线即可作为原始产烃曲线使用。

### 二、采用改进体积法计算油气生成量时热压模拟气、液态烃产率的使用

所谓改进体积法系指其计算原理仍以常规体积法为基础，改进之处在于把一个盆地总的源岩体按其不同的热演化阶段及不同母质类型分别取其代表性的气、液态烃产率进行计算。该方法的优点在于考虑了不同母质类型和不同演化阶段代表值的差异，较好地克服了陆相地层非均质性与代表取值之间的矛盾。不同演化阶段的源岩地质体的产烃潜力分别计算不仅进一步提高了生烃量的计算精度，同时也使计算结果更符合实际。现将详细步骤叙述如下。

在一个连续沉降的沉积盆地中，油气的生成、运移和聚集，在一般情况下应是一个连续的过程。从动态分析的观点出发，各地质时间单元内气的生成速率应是一个变数。为了较准确地测算一个沉积盆地在整个地质历史时期中油气生成的总量，必须准确划分各演化阶段的烃源岩地质体以及选择相应的代表产油气速度，方能正确实现上述目标。

**1. 烃源岩地质体各演化阶段的划分**

在一个连续沉积的盆地中，沉积岩分散有机质的受热历史与其埋藏深度密切相关，在沉积条件基本一致以及同一地热场背景下，分散有机质中的镜质组反射率与源岩埋深呈线性关系，根据不同埋藏深度源岩实测镜质组反射率值与相应埋藏深度进行回归计算，即可得出各演化阶段的埋藏深度。为计算方便和有利于地质检验，一般将演化阶段划分为成油高峰前（$R^o$=0.5—1.0%）、成油高峰后（$R^o$=1.0—1.3%）、湿气-凝析油阶段（$R^o$=1.3—2.0%）和干气（$R^o$>2.0%）四个阶段。

本书以冀中坳陷宁3井下第三系沙河街组烃源岩实测镜质组反射率与埋藏深度关系为例（图11-24）。宁3井位于饶阳凹陷较中心部位，该凹陷为一连续沉降的继承性凹陷。

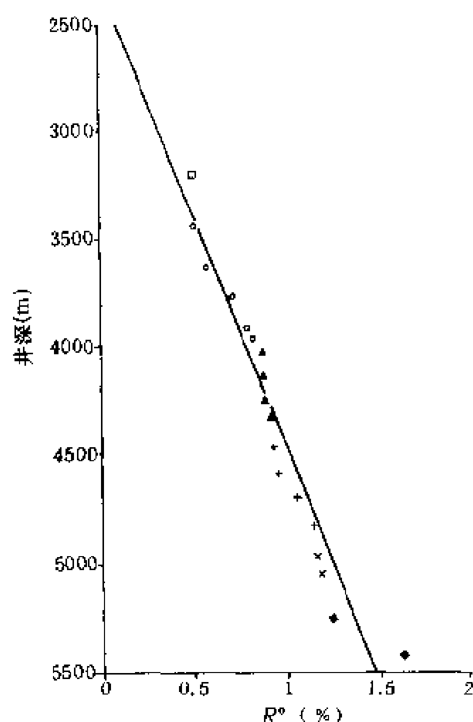


图11-24 冀中坳陷宁3井$R^o$与深度关系图

该井埋藏深度与干酪根镜质组反射率回归方程如下：

$$Y=2285.862+2193.462X$$

式中：$Y$为埋藏深度（m）；$X$为实测镜质组反射率（%）。

该方程的相关系数为96%，表明相关性较好。根据上述方程计算出本井成油门限深度为3 302.6m（$R^o$=0.5%）；成油高峰时的深度为4 473.2m（$R^o$=1.0%）；进入湿气-凝析油的深度为5 137.4m（$R^o$=1.3%）；进入干气阶段的深度为6 672.8m（$R^o$=2.0%），这一演化阶段的划分结果与目前饶阳凹陷所揭示的油气勘探实际情况基本相符，表明这一划分有实际的科学依据。

**2. 各演化阶段源岩体积的测算**

对于任一含油气盆地，当其已获得一个系统剖面烃源岩实测的镜质组反射率值与埋藏深度关系，并由此而划分出该盆地相应演化阶段的现今埋藏深度之后，该盆地相应层段的今构造图或沉积岩等深度图的各演化阶段的相应深度分布即为各演化阶段沉积岩体的面积分布，如绕阳凹陷成油门限3 302.6m，根据这一参数在该凹陷今构造图（或等深度图）上查出3 300m的等高线（或等深线）分布范围，此即成熟生油岩的分布范围，余此类推查出液态窗高峰、进入湿气-凝析油和进入干气阶段的等高线或等厚线的深度分布范围，便获得相应演化阶段沉积岩体的分布范围。然后将烃源岩等厚图与今构造图或沉积等深图叠合，将已在今构造图上或等深图上所确定的各演化阶段分布范围投绘于烃源岩等

厚图上，从而便可获得各演化阶段烃源岩之分布面积。烃源岩各演化面积范围的平均厚度即为该演化阶段烃源岩的实际厚度。于是各演化阶段生油岩体积便可测出(图 11-25)，例如冀中拗陷沙二一沙三段有效生油岩总体积为 1 6 90. 97km³；其中 $R^o$为 0.5—1.0%(液态窗高峰前)的源岩体积为 515.06km³，占总有效生油岩体积 30.64%；$R^o$值 1.0—1.3%(液态窗高峰后)的源岩体积 958.75km³，占总体积 57.04%；$R^o$值为 1.3—2.0%(湿气-凝析油阶段)的体积为 130.94km³，占总源岩体积 7.8%；$R^o$>2.0%(干气阶段)源岩体积 76.21km³，占源岩总体积 4.53%。上述测算结果表明，冀中拗陷 87.68%的源岩体积尚处于液态窗阶段。这与目前冀中拗陷油气勘探的实际是基本符合的。目前冀中拗陷油气勘探的实际是未发现干气，下第三系的湿气-凝析油都极为少见，仅在束鹿南部的深潜山区发现部分高成熟阶段的轻质原油，其余绝大部分已获油气均处于正常中等成熟度范畴。

### 3. 母质类型的划分和各演化阶段计算参数的选择

烃源岩的生烃速率及产烃潜力不仅与源岩所处热演化程度有关，而且与母质类型关系更为密切，腐泥型母质和腐殖型母质生烃潜力可产生数量级之差。因此，在获得一个盆地不同演化阶段源岩体积之后，还必须把各演化阶段地质体中各类母质所占百分比例求出，以便不同母质类型源岩体选择相应类型源岩的相应阶段之产烃率进行计算方为合理。

关于母质类型划分，一般采用三类四分的原则，即腐泥型（Ⅰ型)、腐殖-腐泥型（$\text{Ⅱ}_1$型)、腐泥-腐殖型（$\text{Ⅱ}_2$型）和腐殖型（Ⅲ型)。所用手段一般采用干酪根元素的 H/C 和 O/C（原子比)、Rock-eval 所获的 $I_H$和 $I_o$、干酪根镜检等多种方法。从快速、经济且能得到较有代表意义的选值出发，无疑 Rock-eval 的资料是能较好满足上述要求的较佳手段。

关于不同演化阶段产率计算代表值的选择，首先必须确定欲测盆地的岩类和母质类型（泥岩、灰岩、煤或其他岩种。Ⅰ、$\text{Ⅱ}_1$、$\text{Ⅱ}_2$和Ⅲ型)，在这些因素确定之后，针对所需计算的岩类和母质类型选择相应岩类及相应母质的产烃率图版（热压模拟获得)，在这个图版上分别测算出四个演化阶段（液态窗高峰前、液态窗高峰后、湿气-凝析油和干气）的气、液态烃产率代表值。产率代表值的选择，如液态窗高峰的代表值，由于其 $R^o$值范围由 0.5—1.0%，从动态分析观点出发，既不能选择 $R^o$=1.0%的产烃率值，更不能选择 $R^o$=0.5%时的产烃率值，一般选用 $R^o$=0.75%时的烃产率作为代表值。余此类推。

### 4. 计算公式

液态烃生成量的计算公式：

$$Q_{总液}=S \cdot H \cdot K_{液} \cdot \rho \cdot C_{org} \cdot R$$

式中：$Q_{总液}$为液态烃总生成量（$10^8$t)；$S$ 为有效烃源岩分布面积（km²)；$H$ 为有效烃源岩平均厚度（km)；$K_{液}$为液态烃产率（查热压模拟图版获得，单位 kg/t$C_{org}$)；$\rho$ 为源岩密度，一般取 23×10⁸t/km³；$C_{org}$为欲测源岩之残余有机碳（t)；$R$ 为残余有机碳之恢复系数。一般按不同岩石母质类型查 $C_{org}$恢复图版获得（详见后)。

气态烃生成量的计算公式：

$$Q_{总气}=S \cdot H \cdot K_{气} \cdot \rho \cdot C_{org} \cdot R$$

式中：$Q_{总气}$为气态烃总生成量（$10^8$m³)；$K_{气}$为气态烃产率（查热压模拟图版获得，m³/

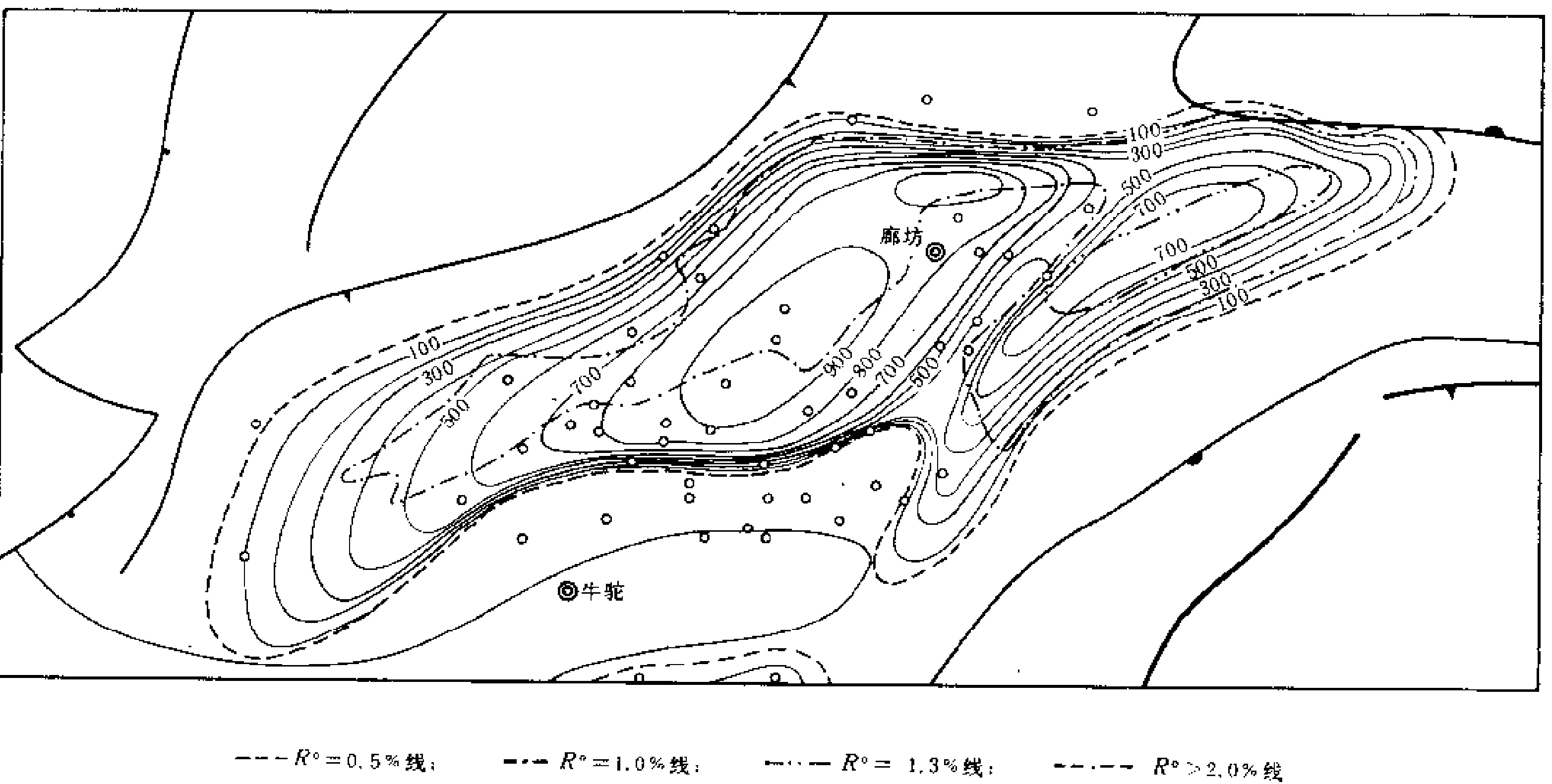



图 11-25　冀中坳陷沙二、三段不同成熟阶段生油岩等厚图(廊坊部分)

$tC_{org}$)。

**5. 残余有机碳的恢复**

根据干酪根热降解成烃原理和沉积岩石中分散有机质的热演化特征，烃源岩中有机物质在成岩作用、深成作用和变质作用各个阶段都在发生着质与量的变化。因此，现今人们从地下所采集的各类源岩测试出的各类有机地球化学参数，特别是那些表征有机质的丰度参数，只能反映残余有机质的丰度、性质面貌。而原始有机质的丰度由于各种地质营力特别是热力的作用，已形成干酪根并在一定的成熟条件下开始热降解和排烃。因此，已成熟生油岩所测出的 $C_{org}$为残余 $C_{org}$，必须将其恢复到成熟门限之前，方能基本代表其原始有机碳的含量。

关于残余有机碳的恢复，本书从物质平衡的观点出发，结合烃源岩有机物质演化特点，把未进入生烃门限之前源岩中的有机碳视为原始有机碳，进入生烃门限之后，源岩经历了不同的演化阶段，干酪根发生了不同程度热降解，并进行了不同程度的烃类排驱。因此，现今源岩中的残余有机碳与已降解碳之和应相当于原始有机碳。

根据上述原理，采用 Rock-eval 对各类母质的未成熟源岩进行人工模拟试验。以任一母质类型的源岩为例，将其在未成熟时所含有机碳视为原始有机碳。然后将其在不同模拟温度下所获得的已生成烃（$S_1$）和干酪根热解烃（$S_2$）之和乘以碳分数（0.083），即获得该模拟温度下该试样的有效碳 [$C_p=(S_1+S_2)\ 0.083$]，由此可以计算出该试样在该模拟温度下的烃降解率。所谓烃降解率系指该试样在该模拟温度下已生烃碳与残余有机碳之比值。由此不难设想不同模拟温度下可以获得不同的降解率（图 11-26）。实验表明，对于任一母质类型的源岩，其绝对降解率值是随模拟温度增高而降低，但其累计降解率值

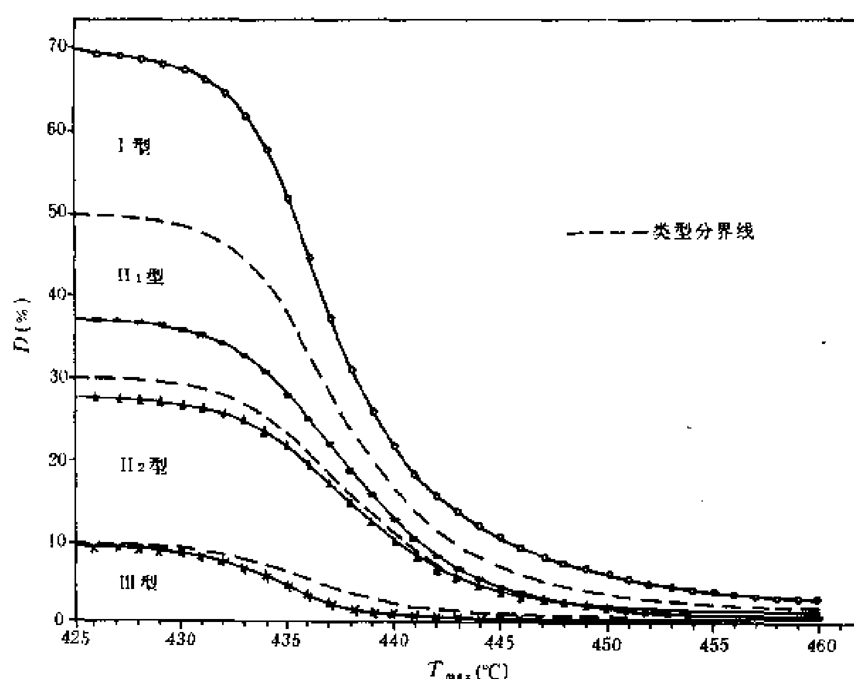



图 11-26　东濮凹陷沙河街组各类生油岩原始降解潜率图

则是随模拟温度增高而增大。

研究表明，烃降解率不仅与源岩的热演化程度有关，而且与原始母质类型性质关系尤为密切。由图11-26可见，东濮凹陷沙河街组烃源岩的原始降解率（未成熟源岩的烃降解率）随母质类型变好而原始降解率增大。根据烃降解率与H/C和O/C（原子比）等地化参数比较和大量统计资料，笔者认为原始烃降解率是一个较好的源岩类型参数，并在统计对比的基础上，将原始烃降解率大于50%以上者划为Ⅰ型母质（腐泥型）；30—50%划为Ⅱ$_1$型（腐殖-腐泥型）；10—30%为Ⅱ$_2$型（腐泥-腐殖型）；<10为Ⅲ型（腐殖型）。

在获得各类源岩不同模拟温度下的烃降解率和原始有机碳之后，根据物质平衡原理，原始有机碳与各模拟温度下烃降解率之积即为该温度下该试样的已降解碳，而原始有机碳与已降解碳之比值即为残余有机碳之恢复系数。

关于残余有机碳恢复系数的取值范围，当确定了被恢复试样的热演化程度（$T_{max}$）和母质类型之后，可根据图11-27查得。

例如：一个母质为Ⅰ型，降解率约50%，热演化程度（$T_{max}$）约为475℃的试样，其恢复系数按图11-27可取2.2。若其残余有机碳为1%，则经恢复计算后，其原始有机碳应为2.2%。余此类推。

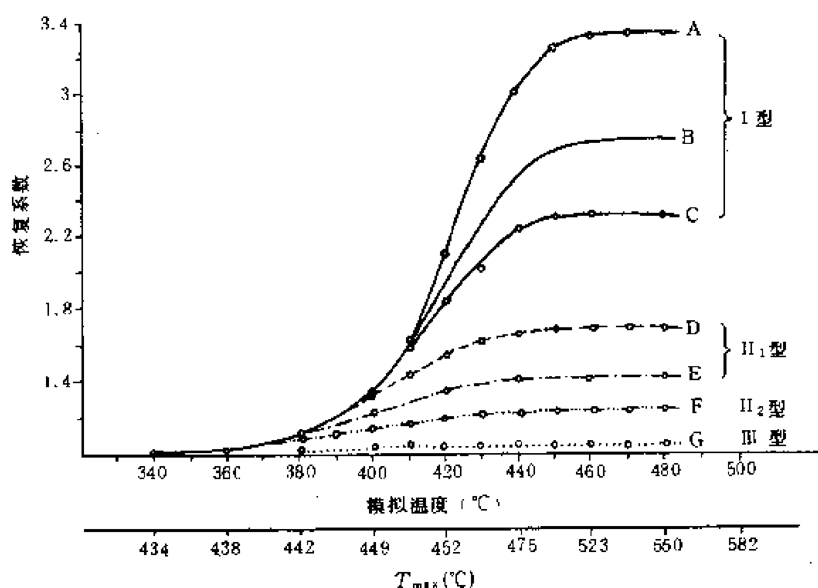



图11-27　泌阳凹陷生油岩残余有机碳恢复系数曲线

A. 1653号生油岩，最终降解率70%；B. 最终降解率60%；C. 1654号生油岩，最终降解率53.1%；D. 1660号生油岩，最终降解率41%；E. 1658号生油岩，最终降解率30%；F. 2898号生油岩，最终降解率22%；G. 1655号生油岩，最终降解率6.1%

残余有机碳恢复系数取值范围：Ⅰ型　1—3.4；Ⅱ$_1$型　1—1.8；Ⅱ$_2$型　1—1.2；Ⅲ型　<1.2

（据范成龙资料并作部分修改）

# 第十二章　数字化积分法计算总油气生成量

数字化积分法是烃源岩产烃潜力定量评价的方法之一。该法以源岩中含有的残余氯仿沥青A为基础，考虑不同地区和不同层位的油气运移条件，利用数学模拟原理，模拟源岩在地质历史演化过程中的油气生成总量，从而实现源岩定量评价之目的。

## 第一节　方法原理及计算公式

### 一、原　理

以各生油层系所取得的残余氯仿沥青A为基础，编出欲测地区和层位的氯仿A等值图（勘探程度较低的地区亦可采用代表性的平均值），与此同时，结合测区综合有机地球化学所确定的成油门限深度编出有效生油岩等厚图，将上述两种图件经数字化后以跟踪扫描法打点输入计算机，再由计算机根据各点的源岩厚度和残余氯仿沥青A含量，按照给定的公式（见后面）计算出各点的生烃强度，再由计算机绘出生烃强度等值线图（即生油量分布图）。

计算机既可计算和绘制出某一地质时间单元（或某一层段）和某一凹陷或区块的生烃强度分布和生油量，同时还可进行多层系的叠加，由此计算出一个盆地某一地质时期的总生烃量，从而为进一步的资源预测提供重要依据。

### 二、计 算 公 式

对于欲测区平面上某一点的生烃强度的计算实质是以某一点的源岩厚度和源岩氯仿A残余含量作变量来研究该测量点的生烃量，但根据残余氯仿沥青A所计算出的生烃量仅为残余生烃量，若能测算出该区各时间单元内油气的排出量（或排出系数），则可按下述公式计算出总生烃强度或总生烃量。

$$Q_{总} = \frac{1}{1-K}(S \cdot H \cdot A \cdot \rho)$$

式中：$Q_{总}$ 为总生油量（$10^8$t）；$K$ 为运移系数（由各盆地各生油层系用岩石热解法直接求得，单位：%，详见后）；$S$ 为生油岩面积（$km^2$）；$H$ 为生油岩厚度（km）；$A$ 为氯仿A平均含量（%）；$\rho$ 为生油岩比重（一般用 $2.3\times10^9 t/km^3$）。

这种方法与一般体积法相比较具有如下优点：

1. 数字化积分法计算生油量首先是用等值线的办法把基本参数进行优化，从而避免了陆相地层非均质性与代表性取值的矛盾。

2. 数字化输入图形（氯仿A等值图及有效生油岩等厚图），按小区块计算各点生油量，区块划分按 $x$ 轴最大为128列，$y$ 轴为 $x$ 的倍数增加的原则，即若 $y$ 轴与 $x$ 轴相等，则 $y$ 轴也分为128行，总区块数为 $128\times128=16\ 384$，若 $y$ 轴比 $x$ 轴大，则按倍数增加，如松辽盆地划为24 576个区块进行计算，区块越多，计算精度越高。然后将各个小区块计算值积分，显然体积法无法与之比拟。

3. 数字化积分法可将最终结果以生油量等值图形式输出，该图的最大作用是可以确定含油气盆地（或地区）的生油中心，为综合评价和指导勘探提供依据。

4. 数字化积分法既可提供被测地区生油量的精确计算结果，又能提供不同概率的计算值，这对于资源预测提供了较科学的依据。

5. 数字化积分方法可适用于不同勘探程度的盆地，也适用于采用不同的参数计算，能获得较好的结果。

## 第二节　总生油量计算中运移系数的测算

总生油量计算过程中涉及的运移系数是指生油层中已生成的油气向储集层的排出率，即初次运移率（$K$）。

初次运移率的测算方法是近几年在生油层定量评价研究中提出的一种方法。其原理是利用Rock-eval实测不同温度下各种类型的不成熟生油岩的产烃率，以累计最大产烃率（即该生油岩在未排烃状态下的最大生油潜力），把现今不同演化阶段生油岩的热解烃率作为残留潜率。将各类未成熟生油岩在不同模拟温度下（或 $T_{max}$）的累积热解烃率作成图版（图12-1），由此，可以通过图版求得已进行不同程度排烃的源岩的原始生油潜量。

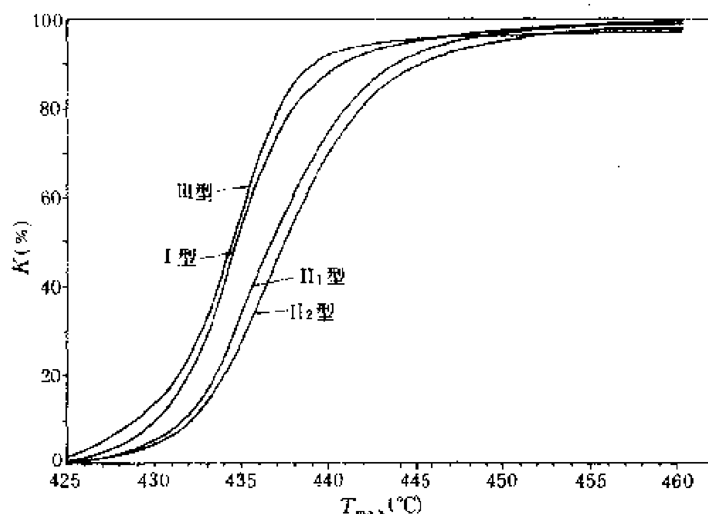



图12-1　东濮凹陷沙河街组各类生油岩热解烃率图版

根据物质平衡原理，在油气生成过程中存在下述关系式：

$$S_0 = S_2 + Q \tag{1}$$

式中：$S_0$ 为生油岩原始生油潜量（kg/t）；$S_2$ 为生油岩中干酪根热解烃量（kg/t）；$Q$ 为生油岩中已生烃量（kg/t）；

令
$$K = \frac{Q}{S_0} \tag{2}$$

式中：$K$ 为热解烃率。

将（2）式代入（1）式，得：

$$Q = \frac{KS_2}{1 - K} \tag{3}$$

将（3）式代入（1）式，得：

$$S_0 = \frac{S_2}{1 - K} \tag{4}$$

（4）式的实用价值在于对任何一个不同热演化程度的生油岩，只需要获得它的残余干酪根热解烃量（$S_2$），并由同类未成熟生油岩热解烃率图版中，根据该类岩石的热演化程度（$T_{max}$），便可查得其热解烃率（$K$），从而可以求得该生油岩的原始生烃潜量。

生油岩评价仪又可以直接测试每块生油岩的残余生油潜量（$S_1+S_2$）。在同一地质、地球化学及热力和动力条件下，在同一时间单元中，同类生油岩原始生油潜量和残留潜量之差，则为该类生油岩的油气初次运动量。对于一个含油气盆地（或地带），在不同沉积相带，不同构造部位及不同生、储组合条件均有代表性的前提下，由初次运移量与原始生油潜量之比，即可获得该含油气区的油气运移系数。

研究表明，在同一地质条件下，油气初次运移量的大小，原始成油母质的性质及类型是决定性的因素，而未成熟生油岩的降解潜率（原始降解潜率——$D_0$）的大小与母质类型密切相关。对比表明，腐泥型（Ⅰ型）母质 $D_0>50\%$；腐殖腐泥型（Ⅱ$_1$型）母质在30—50%之间；腐泥腐殖型母质（Ⅱ$_2$型）在10—30%之间；腐殖型（Ⅲ型）母质<10%。

原始降解潜率理论上应等于原始有效碳与原始有机碳之比，而原始有效碳应为残余有效碳与已生烃碳之和并扣除可溶烃碳。原始有机碳应为残余有机碳与已生烃碳之和并扣除可溶烃碳。其数学表达式如下：

$$D_0 = \frac{C_p + C_Q - C_{s_1}}{C_{org} + C_Q - C_{s_1}} \tag{5}$$

式中：$D_0$ 为原始降解潜率；$C_p$ 为残余有效碳；$C_Q$ 为已生烃碳；$C_{org}$为残余有机碳；$C_{s_1}$为

可溶烃碳。

对于每块不同演化阶段的生油岩，根据公式（3）求出已生成的烃（Q）后，便可根据（5）式计算出其原始降解潜率。将不成熟生油岩不同热演化程度（以 $T_{max}$表示）的降解潜率作出图版（图 12-2），对于任一热演化阶段的生油岩，根据其原始降解潜率便可由上述图版确定其原始母质类型。

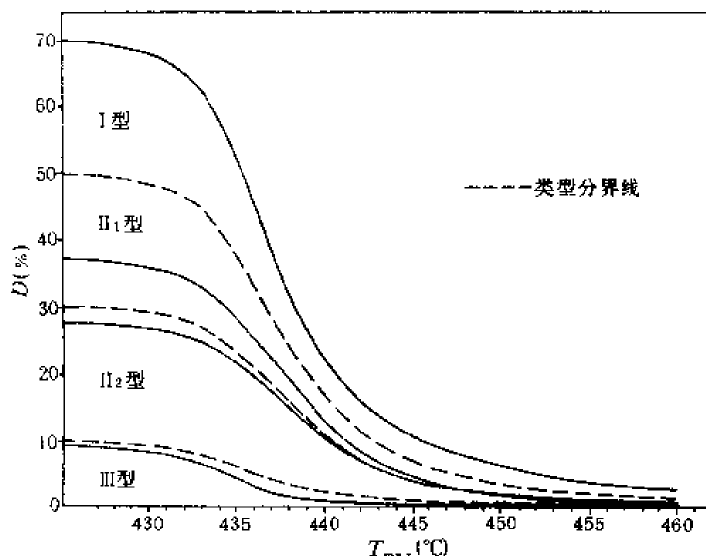



图 12-2　东濮凹陷沙河街组各类生油岩原始降解潜率图

最后，根据不同沉积相带和不同构造部位用定深密集取样法（每 20m 取岩屑样一块）所测试代表剖面的 Rock-eval 分析资料作出原始生油潜量与 $D_0$ 及残余生油潜量与 $D_t$ 的关系图（图 12-3），由此测算出各类母质原始生油潜量及残余生油潜量的代表值（积分

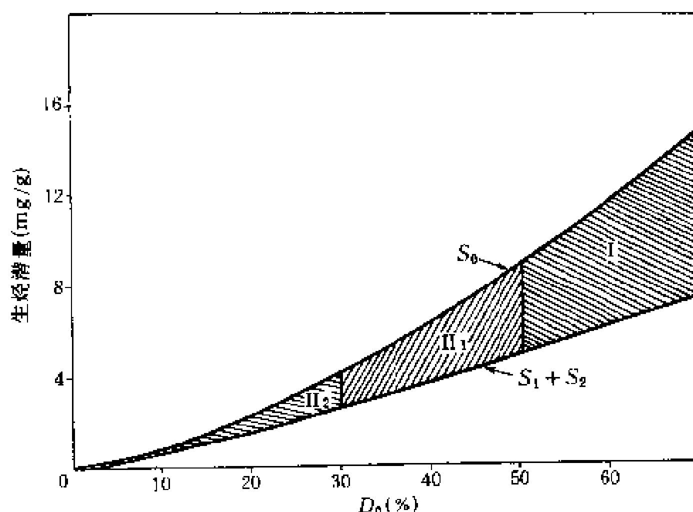



图 12-3　濮 31 井原始生油潜量及残余潜量与原始降解潜率关系图

法或加权平均法），然后，再用体积法计算出各热演化阶段的残余生油潜量，其与原始生油潜量之差，即为油气初次运移量。初次运移量与总生油潜量之比，即为油气运移率。

对于一个含油气盆地和地区，在取得不同沉积相带、不同生储油组合条件等代表性模式的参数之后，该区油气运移率即可确定。

值得注意的是，一个油气盆地的油气初次运移量及运移系数除与生、储油层组合条件、生油母质类型及性质有关外，还与有机质的热演化程度密切相关。研究表明，油气运移系数一般随有机质热成熟度增高而增大（图 12-4，12-5，12-6）。因此，在研究一个含油气盆地的油气运移系数时，必须充分考虑上述特点。

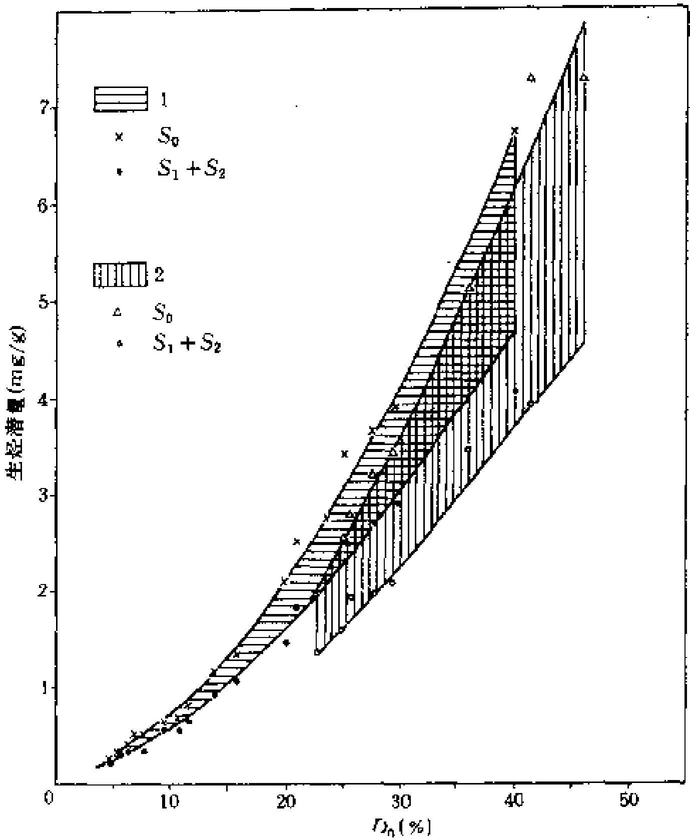



图 12-4　东濮凹陷濮 31 井 $S_3$—$S_4^1$ 生油岩不同热演化阶段排烃计算图

1. “液态窗”高峰前排烃量（2 876—3 390m）；2. “液态窗”高峰后排烃量（3 410—3 568m）

我国中、新生代有关盆地油气运移系数测算结果列于表 12-1 中。一般说来，初次运移量与原始生油潜量成正比关系，但在陆相沉积盆地中，由于地层岩性的非均质性，以及生油层与储集层组合的复杂变化，出现了有些生油层虽然原始生油潜量较大，但勘探后所获石油储量并不多；初次运移量的计算结果表明，大量已生成的油气仍残留在源岩中。如冀中廊固凹陷和辽河东部凹陷均属这种情况。因此，生油层定量评价中，不能只

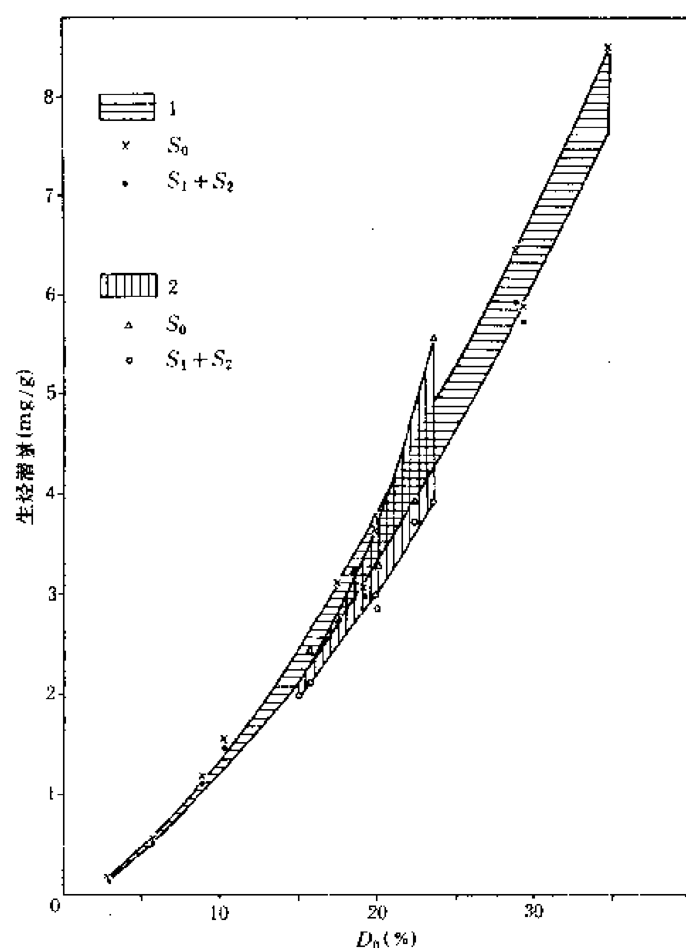



图 12-5　东濮凹陷文 94 井 $S_3$—$S_4^1$ 生油岩不同热演化阶段排烃计算图

1.“液态窗”高峰前排烃量（2 880—3 412m）；2.“液态窗”高峰后排烃量（3 443—3 570m）

限于对源岩残留潜量的静态分析，而必须研究生成量、初次运移量与残留潜量之间的动态关系。正是基于上述认识，我们进行了油气初次运移量的计算，从而获得了定量评价生油层的重要参数之一——油气运移系数。

**表 12-1　中国中、新生代主要油气盆地初次运移系数表**

| 盆地名称 | 地层时代 | 运移系数（%） | 参与计算井数（口） | 盆地名称 | 地层时代 | 运移系数（%） | 参与计算井数（口） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 冀中饶阳凹陷 | $Es_3$ | 37.8 | 1 | 二连盆地 | $K_1$ | 22.1 | 3 |
| 辽河西部凹陷 | $Es_1$<br>$Es_3$ | 34.1 | 4 | 辽河东部凹陷 | $Es_3$ | 12.0 | 1 |
| 东濮凹陷北部 | $Es_3$ | 35.0 | 23 | 冀中廊固凹陷 | $Es_3$ | 7.6 | 2 |
| 黄骅板桥-歧口地区 | $Es_3$ | 22.0 | 4 | 潜江凹陷 | $E_2$ | 12.9 | 3 |
| 泌阳凹陷 | $Eh_3$ | 29.1 | 3 | 陕甘宁盆地 | $T_3y$ | 30.2 | 4 |
| 周口盆地中部 | $K_1$ | 34.8 | 2 | 陕甘宁盆地 | $J_1y$ | 3.2 | 2 |

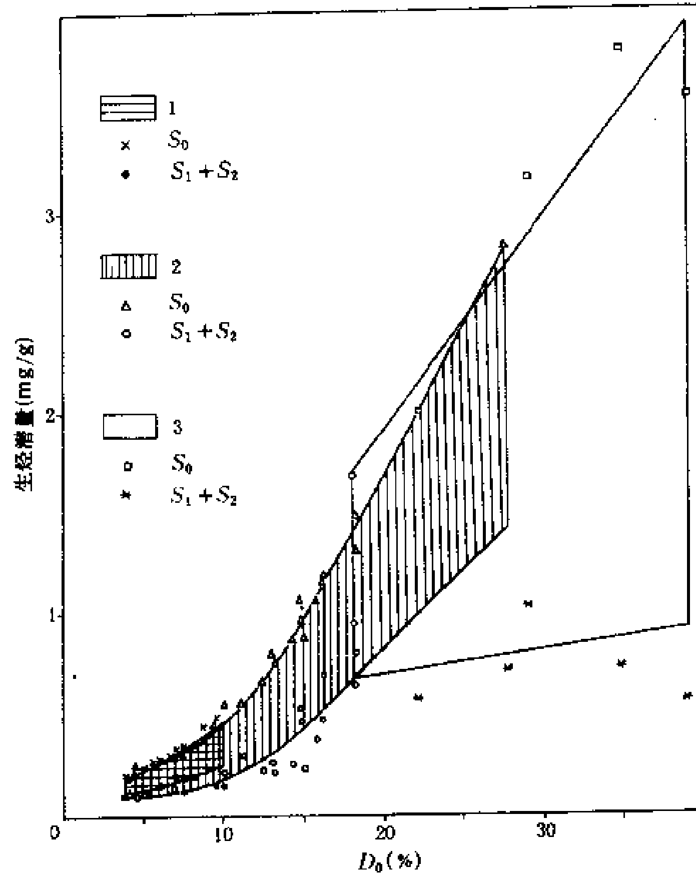



图 12-6 东濮凹陷新 6 井 $S_3$—$S_4^1$ 生油岩不同热演化阶段排烃计算图

1."液态窗"高峰前排烃量(2 614—3 395m);2."液态窗"高峰后排烃量(3 410—3 880m);3."凝析油-湿气"阶段排烃量(3 900—3 980m)

# 第十三章　生烃中心与油气富集关系

陆相生油是中国石油地质的特色之一。所谓陆相生油，其实质主要就是湖相生油，因为在陆地环境中，只有在构造上处于持续稳定下沉的湖泊，才可能汇集相对大面积稳定的水体，浮游生物及藻类才得以大量繁殖，然而，陆源有机物质的不断输入，又为湖生生物的繁殖提供了更为充足的营养。另一方面，只有连续稳定沉降的湖盆，其陆源有机物质及水生生物才能在较还原的深水环境下随沉积物的埋藏而保存，并在沉积成岩和热力作用下向油气转化。中国晚古生代以来，特别是中、新生代以来陆相含油气盆地的沉积史、热演化史以及生烃过程基本符合上述规律。

陆相油气富集规律研究表明，一个沉积盆地是否具有工业性的油气勘探前景，除必须具备的沉积、构造条件之外，油气生成条件是决定性的。从有机生油观点出发，沉积岩石中分散有机物质的丰度、有机母质的性质及类型、有机质的热演化程度和油气源对比是油气生成的基本条件，也是一个沉积盆地能否形成油气流（工业性的）的物质基础。

陆相沉积盆地的油气勘探同时证明，生油中心控制着陆盆油气分布。所谓生油中心，系指一个沉积盆地中单位面积生烃量（生烃强度）已达到形成工业油气流的下限值的分布区，根据中国陆相含油气盆地统计，能够形成工业油气流的生烃强度下限值有两个衡量指标，一是最大生烃强度必须大于 1Mt/km$^2$；另一是平均生烃强度必须大于 0.5Mt/km$^2$。研究表明，一个含油气盆地生烃强度的大小与该湖盆生油层系的累计厚度、源岩的有机质丰度和母质类型密切相关。一个良好的含油气盆地（或凹陷）其沉积埋藏和构造发展应是连续沉降的继承性凹陷。因此，一般情况下沉积中心与生油中心应基本一致。

关于生油中心的确定，本章采用数字化积分法进行。对于任何一个沉积盆地，在综合研究油气生成条件基础上，按照生、储、盖组合划分计算单元，以有效生油岩等厚图及氯仿 A 等值图为基础，按照计算总生油量的数学模型，把一个沉积盆地划分为数万个小区块，分别计算出各小区块的总生烃量，其和即为被测试盆地欲测层系的总生烃量，单位面积之生烃量即为生烃强度，总生烃量与总面积之比即为平均生烃强度。有效生油岩等厚图及氯仿 A 等值图用数字化输入计算机，生烃强度图由绘图仪输出。具工业油气流下限值的最大生烃强度和平均生烃强度分布区即生油中心分布区。

对于多层系生油和多层系储油的复合含油气盆地，应根据地质条件划分生、储、盖组合和确定计算的时间单元，同一地质时间单元的多层系生储组合，在分别算出各生油层生烃强度分布的基础上，用数字化积分法可以确定多生油层的复合生油中心。在陆相沉积盆地中，复合生油中心对油气藏形成分布的控制作用更为明显，对于指导油气勘探具有重要现实意义。

# 第一节　陆相沉积盆地生油中心控制油气分布

中国一些陆相沉积盆地油气垂向运移研究资料表明，在大于 30m 以上的厚层泥岩中，能够明显观察到油气垂向运移向上排驱的泥岩厚度不超过 18m，向下排驱的泥岩厚度不超过 4—8m[①]。这一重要资料说明，陆相沉积盆地油气初次运移是以侧向为主。另一重要事实是中国众多的中、新生代含油气盆地已探明的油气藏分布几乎无一例外地围绕着各个湖盆的生油中心成环状分布，且一般的油气藏就属于同一地质时间单元的原生油藏。在一些断块比较发育的地区，由于断层的沟通该部分油藏能够聚集于烃源岩稍高的层位。如渤海湾下第三系沙河街组生成的油，由于断层的通道可运移聚集于上第三系的馆陶组或明化镇组之中，但绝大部分的原油多储集于沙河街组本身而成原生油藏。这些事实进一步说明陆相沉积盆地油气初次运移以短距离侧向为主，生油中心控制着油气分布，生油中心附近的有利储集相带和构造部位是有利的油气富集区。

现将有关实例剖析如下。

## 一、松辽盆地

松辽盆地是中国东北部的一个大型中生代陆相沉积盆地，呈北北东向展布，面积为 $2.6\times10^5$km$^2$。自晚侏罗世到新生代，盆地经历了断陷、拗陷、上升三个阶段。白垩纪是盆地发育的主要时期，在侏罗纪断陷盆地沉积的基础上，由于地壳的长期拗陷和大面积的快速沉降而堆积了一套以砂泥岩为主的碎屑岩系，白垩系厚达 5 000m 以上，青山口组及嫩江组是本区的主要源岩层系。经过氯仿 A 为基础的数字化积分法测算，本区最高生油强度达 8.67Mt/km$^2$，平均生烃强度 2Mt/km$^2$，平均每吨生油岩能生油 4.05kg。生油中心分布于泰康以南，肇东—肇州—肇源以西，乾安以北，林甸以东（图 15-1）。最大成熟生油岩面积达 43 263km$^2$，主要分布于齐家古龙和三肇凹陷。

松辽盆地油气运移研究前人已作了不少工作，提出了许多有益的认识。张方吼对该盆地下白垩统青一段及嫩一段油气初次运移研究之后提出了青一段下排油厚度大约 10m，排油量约占生油量的 1/3，平均每立方米排油约 7kg，嫩一段下部生油岩由于岩性不均一，上排油带厚仅 7m，下排油带厚仅 3m，中间形成 3m 厚的滞油带。上排油带排油量占生油量的 2/3，下排油带排油量占生油量的 1/3。生油量与排油量成正相关关系。上排油带的排出率大于下排油带，同一排油带外层排油率大于内层。排油时期主要集中于成油门限到成油高峰期。油气初次运移的研究证明：松辽盆地基本上以侧向运移为主。

由图 13-1 可见，松辽盆地现已探明的油气藏主要分布于齐家古龙凹陷和三肇凹陷之间的大庆长垣，这正是三角洲砂体有利储集分布区，也是近油源的有利储集区。齐家古龙凹陷分布区基本上与本区生油中心分布一致，生油中心的油气主要以侧向运移聚集于大庆长垣，还有一部分分别沿齐家古龙及三肇两次凹陷周围的有利储集相带分布。总的

---

① 张敦祥，1980，东营凹陷油气运移研究；郭庆福、刘光联，1982，松辽盆地油气运移研究；程克明、苏艾国，1989，泌阳凹陷油气运移研究。

看来，松辽盆地下白垩统油气分布除了直接受控于有利构造圈闭及储集相带之外，生油中心也控制着油气的分布。

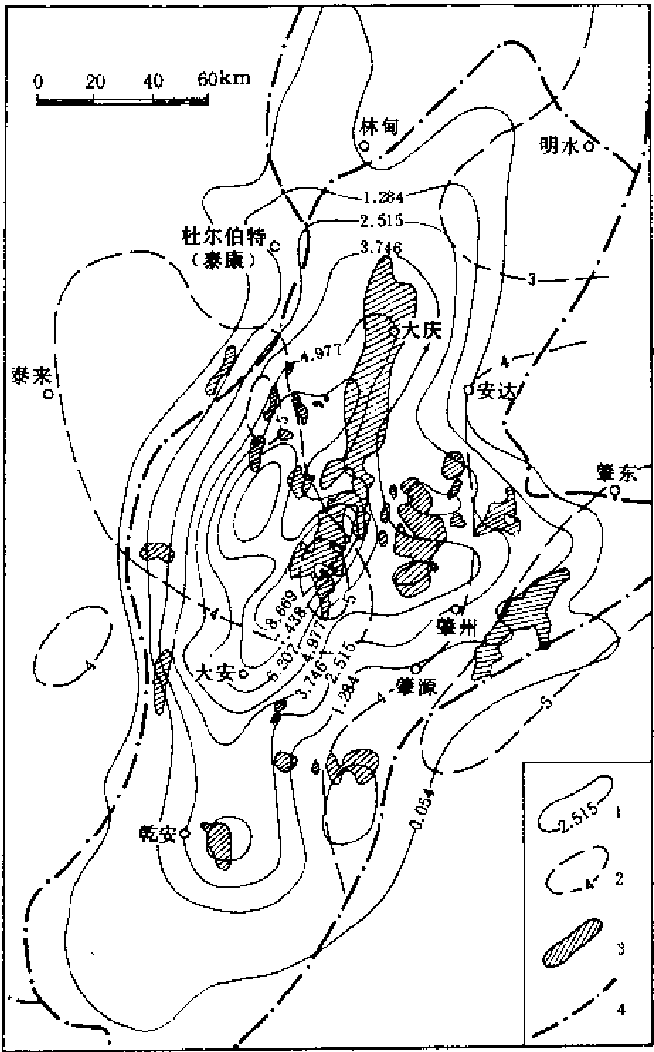



图 13-1 松辽盆地下白垩统生油中心与油气富集关系图（部分）

1. 生烃强度等值线（$Mt/km^2$）；2. 地温梯度等值线（℃/100m）；3. 油田；4. 坳陷边界

## 二、济阳坳陷

济阳坳陷是渤海湾块断盆地的一部分，面积 25 000$km^2$，第三纪沉积岩厚约 5 000—12 000m。燕山和喜马拉雅运动使盆地强烈分割，形成了东营、惠民、沾化、车镇等四个凹陷，各凹陷在构造和沉积上的差异控制着生物分布、生油岩分布、生油母质类型及成烃演化。

济阳坳陷分为三个次级生油中心，最大次级生油中心是东营，其最高生烃强度达 32.4$Mt/km^2$，其次是沾化—车镇生油中心和临邑（惠民凹陷）生油中心。全济阳坳陷平均生烃强度为 5.22$Mt/km^2$，平均每吨岩石生油 3.97kg。

东营生油中心是济阳拗陷最大的生油中心之一，生烃强度高值区（>3.61Mt/km²）分布于悬利—滨州—博兴之间。东营凹陷的油气藏主要分布于该生油中心周缘的有利构造圈闭及有利储集相带，明显表现出生油中心控制着油气分布。

在济阳拗陷各生油中心与油气分布的关系图中还明显见到另一个事实，即少部分油田的分布已逾越生油岩的分布范围，如东营凹陷的林樊家油田等，类似情况还出现在沾化凹陷的孤东和孤南油田。研究表明，引起这一问题的主要原因是本区存在较丰富的油源，如东营凹陷的牛庄油田不仅构造高部位含油，甚至在向斜部位也含有丰富的油气．这进一步说明本区油源十分充足。

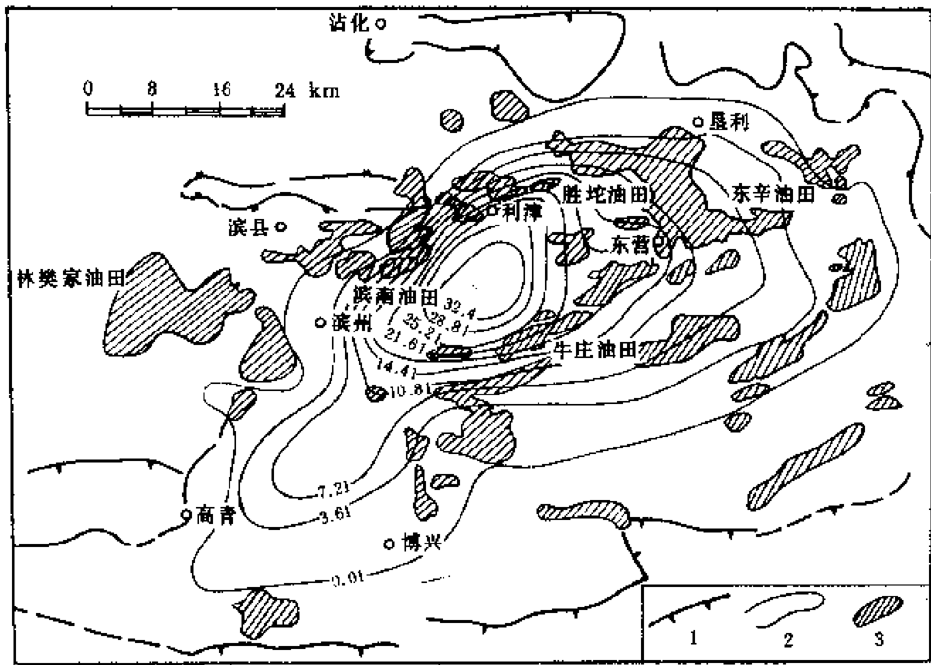



图 13-2 济阳拗陷下第三系生油中心与油气富集关系（东营凹陷部分）

1. 地层剥失线；2. 生烃强度等值线（Mt/km²）；3. 油田

生油中心制约油气分布的实例不仅在松辽盆地和济阳拗陷出现，在渤海湾盆地的辽河断陷、黄骅拗陷、冀中拗陷和东濮凹陷生油中心也十分明显地控制着油气的分布。中国中、新生代四十多个陆相含油气盆地的研究表明，无论是松辽、鄂尔多斯这样的克拉通盆地，还是塔里木这样的山间地块，或者中国东部的小断块盆地，油气的分布都明显受生油中心的控制，这实际上已经成为陆相油气形成分布的一条基本规律。

## 第二节 陆相沉积盆地含油气性分类

本章主要根据油气生成的基本地球化学条件，并重点利用综合反映沉积盆地生烃潜力的有效指标——生烃强度来描述我国主要陆相沉积盆地的含油气性。利用一个沉积盆地的最大生烃强度和平均生烃强度之间的相关关系，对我国 38 个陆相沉积盆地的生烃强度进行比较，结果列于表 13-1，根据这些盆地已进行一定程度的勘探和获得油气的情况

进行统计，凡已获工业油气流的盆地或凹陷，一般最大生烃强度都大于 1Mt/km²。因此，我们将 1Mt/km² 确定为最低工业油流下限值；低于此值则没有勘探意义。生油强度越高，表征其生油潜力越大，油源越丰富，盆地含油气性越好。

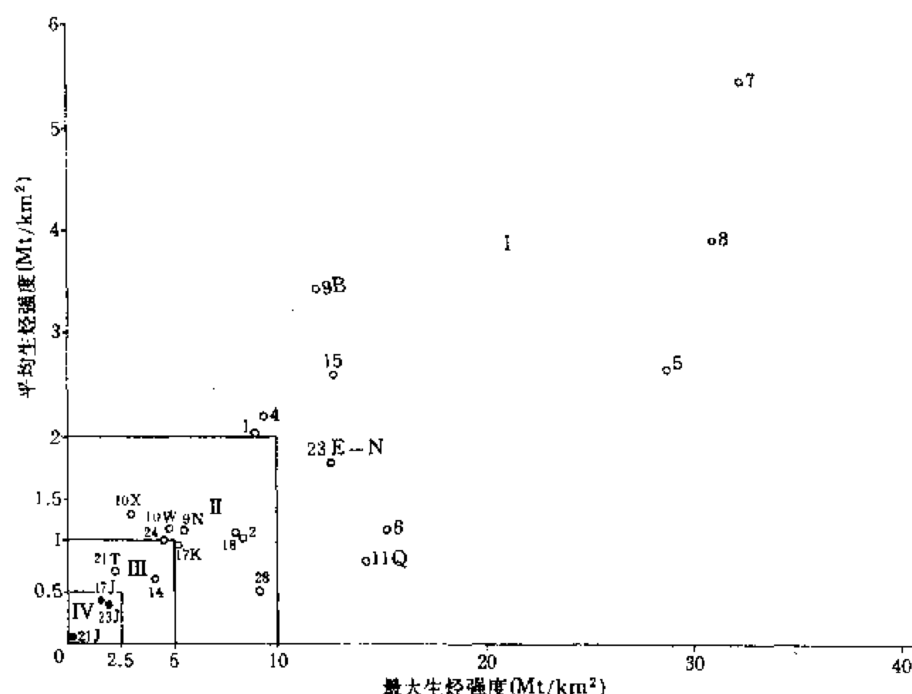



图 13-3　中国主要陆相沉积盆地含油气性分类图

1. 松辽盆地；2. 二连盆地；4. 辽河断陷；5. 黄骅拗陷；6. 冀中拗陷；7. 济阳拗陷；8. 东濮凹陷；9B. 南襄盆地泌阳凹陷；9N. 南襄盆地南阳凹陷；10W. 南华北盆地舞阳凹陷；10X. 南华北盆地襄城凹陷；11Q. 江汉盆地潜江凹陷；14. 苏北盆地；15. 准噶尔盆地；16. 酒西盆地；17. 花海盆地；21. 鄂尔多斯盆地；23. 柴达木盆地；24. 塔里木盆地；28. 四川盆地

平均生烃强度是总生油量与总生油面积之比，这是一个更为可靠的衡量盆地含油气性的指标。因为，一个盆地（或地区）局部的生烃强度可以达工业油气流标准，但从整体看来，油源并不丰富，平均生烃强度低于工业油流下限值，这种盆地（或地区）勘探结果，只能在局部地区获少量油流。但如果一个盆地平均生烃强度在工业油流标准以上，则表明其全区油源比较丰富，亦即一个沉积盆地平均生烃强度越高，则其含油性越好，勘探的经济价值越大。我国已获大、中型油气田的陆盆，其平均生烃强度都在 2—3Mt/km² 以上，如我国的济阳拗陷、冀中拗陷，松辽盆地、准噶尔等盆地便是实例。世界上一些含油气十分丰富的大型盆地也遵循这一规律，如洛杉矶盆地，中新统—上新统源岩厚 1 600m，平均生烃强度高达 12.02Mt/km²；波斯湾盆地，侏罗—白垩系，源岩厚 900m，平均生烃强度 5.5Mt/km²；西西伯利亚盆地，侏罗—白垩系，源岩厚 500m，平均生烃强度 5.07Mt/km²。这些盆地都获大型和特大型油气田。

我国 38 个陆相沉积盆地根据最大生烃强度和平均生烃强度的相互关系，可以分为四类：Ⅰ类，最大生烃强度大于 10Mt/km²，平均生烃强度大于 2Mt/km²，这类盆地一般可获特大和大、中型油田，如松辽盆地、济阳拗陷等；Ⅱ类，最大生烃强度 5—10Mt/km²，平均生烃强度 1—2Mt/km²，这类油气盆地可获中、小型油气田，如二连盆地、酒西盆地

等；Ⅲ类，最大生烃强度 2.5—5.0Mt/km²，平均生烃强度 0.5—1.0Mt/km²，这类盆地只能获小型油田，如苏北盆地下第三系、吐鲁番盆地侏罗系；Ⅳ类，最大生烃强度小于 2.5Mt/km²，平均生烃强度小于 0.5Mt/km²。这类盆地一般含油气性较差，应属非工业油流盆地（图 13-3，表 13-1）。

**表 13-1　主要陆相沉积盆地含油气性比较**

| 序号 | 盆地名称 | 源岩层时代 | 成熟生油岩平均厚度(m) | 最大生烃强度($Mt/km^2$) | 平均生烃强度($Mt/km^2$) | 含油气性分类 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 松辽盆地 | $K_1$ | 204 | 8.67 | 2.00 | Ⅰ |
| 2 | 二连盆地马东凹陷 | $K_1$ | 726 | 8.41 | 1.02 | Ⅱ |
|  | 二连盆地赛汉塔拉凹陷 | $K_1$ | 525 | 2.79 | 0.51 | Ⅲ |
|  | 二连盆地额仁淖尔凹陷 | $K_1$ | 44.3 | 6.66 | 0.87 | Ⅱ |
| 3 | 海拉尔 | $K_1$ | 325 |  | 0.43 | Ⅳ |
| 4 | 辽河断陷 | E | 644 | 9.28 | 2.21 | Ⅰ |
| 5 | 黄骅坳陷 | E | 520 | 28.81 | 2.66 | Ⅰ |
| 6 | 冀中坳陷 | K—E | 305 | 15.16 | 1.08 | Ⅰ |
| 7 | 济阳坳陷 | E | 571 | 32.42 | 5.22 | Ⅰ |
| 8 | 东濮凹陷 | E | 829 | 31.03 | 3.91 | Ⅰ |
| 9 | 南襄盆地南阳凹陷 | E | 332 | 5.49 | 1.12 | Ⅱ |
|  | 南襄盆地泌阳凹陷 | E | 394 | 11.89 | 3.44 | Ⅰ |
| 10 | 南华北盆地舞阳凹陷 | E | 366 | 4.78 | 1.13 | Ⅱ |
|  | 南华北盆地襄城凹陷 | E | 606 | 2.88 | 1.25 | Ⅲ |
| 11 | 江汉盆地潜江凹陷 | E | 557 | 14.08 |  | Ⅰ |
|  | 江汉盆地 | E | 279 | 0.92 |  | Ⅳ |
|  | 江汉盆地 | E | 130 | 0.47 |  | Ⅳ |
| 12 | 济源盆地 | T—J | 626 |  | 1.20 |  |
| 13 | 洛阳盆地 | T—J | 852 |  | 1.81 |  |
| 14 | 苏北盆地 | E | 263 | 4.13 | 0.60 | Ⅲ |
| 15 | 准噶尔盆地 | P—E | 674 | 12.79 | 2.59 | Ⅰ |
|  |  | $E_{2+3}$ | 179 | 0.71 | 0.28 | Ⅳ |
|  |  |  | 158 | 1.32 | 0.36 | Ⅳ |
|  |  | $T_3$ | 120 | 0.59 | 0.21 | Ⅳ |
|  |  | P | 695 | 11.47 | 2.63 | Ⅰ |
| 16 | 酒西盆地 | $K_1$ | 601 | 8.08 | 1.10 | Ⅱ |
| 17 | 花海盆地 | $K_1$ | 272 | 5.22 | 0.94 |  |
|  |  | $J_1$ | 206 | 1.46 | 0.41 |  |
| 18 | 民乐盆地 | $K_1$ | 629 |  | 0.74 |  |
| 19 | 酒东盆地 | $K_1$ | 317 |  | 0.83 |  |
| 20 | 潮水盆地 | J | 390 |  | 0.16 | Ⅳ |
| 21 | 鄂尔多斯盆地 | J | 38 |  | 0.13 | Ⅳ |
|  |  | $T_3$ | 222 | 2.22 | 0.70 | Ⅲ |
| 22 | 河套盆地 | E | 333 |  | 1.07 |  |
| 23 | 柴达木盆地 | E—N | 863 | 12.58 | 1.78 | Ⅰ |
|  |  | J | 167 | 1.79 | 0.39 | Ⅳ |

续表 13-1

| 序号 | 盆地名称 | 源岩层时代 | 成熟生油岩平均厚度(m) | 最大生烃强度(Mt/km²) | 平均生烃强度(Mt/km²) | 含油气性分类 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 24 | 塔里木盆地 | C—N | 846 | 4.54 | 1.09 | Ⅱ |
| | | E—N | 230 | 0.53 | 0.14 | Ⅳ |
| | | K | 56 | 0.18 | 0.05 | Ⅳ |
| | | J | 199 | 4.35 | 0.91 | Ⅱ |
| | | T | 138 | 0.28 | 0.11 | Ⅳ |
| | | P | 292 | 0.95 | 0.28 | Ⅳ |
| | | C | 597 | 1.56 | 0.55 | Ⅱ—Ⅳ |
| 25 | 百色盆地 | E | 425 | | 2.24 | Ⅰ |
| 26 | 三水盆地 | E | 240 | | 0.69 | |
| 27 | 海南岛 | E | | | 2.07 | |
| 28 | 四川盆地 | $T_3$ | 210 | 9.11 | 0.52 | Ⅱ |
| 29 | 楚雄盆地 | $T_3$ | 591 | | 1.20 | |
| 30 | 阜新盆地 | J | 293 | | 0.88 | |
| 31 | 吐鲁番盆地 | J | 600 | | 1.54 | Ⅱ |
| 32 | 渤中坳陷 | E | 1 013 | | 2.69 | Ⅰ |
| 33 | 东海盆地 | E—N | 825 | | 1.53 | Ⅱ |
| 34 | 南黄海盆地北坳 | E | 1 428 | | 1.57 | |
| | 南黄海盆地南坳 | E | 556 | | 1.11 | |
| 35 | 珠江口盆地东部 | E | 347 | 8.85 | 1.66 | Ⅱ |
| | 珠江口盆地西部 | E | 1 036.4 | | 5.29 | |
| 36 | 琼东南盆地 | E | 532 | | 2.23 | |
| 37 | 莺歌海盆地 | E—N | | | 1.30 | |
| 38 | 北部湾盆地 | E | 347 | | 1.45 | Ⅱ |
| | 洛杉矶盆地 | 中新世—上新世 | 1 600 | | 12.02 | Ⅰ |
| | 二叠盆地 | P | 1 200 | | 6.60 | Ⅰ |
| | 波斯湾盆地 | J—K | 900 | | 5.50 | Ⅰ |
| 国外 | 西西伯利亚盆地 | J—K | 500 | | 5.07 | Ⅰ |

# 第十四章　有机岩石学评价方法

## 第一节　概述

有机岩石学是近30年来，人们将煤岩学和孢粉学研究方法应用于烃源岩研究评价，直接为油气勘探服务而派生发展起来的一门新学科。这门学科采用多种光学方法，直观镜鉴岩石的有机显微组分，提供关于烃源岩有机质丰度、类型与成熟度的众多信息，从而为认识烃源岩原始成烃母质、热演化史和生烃潜力提供重要的依据。

70年代期间，国际有机岩石学界对烃源岩的显微组分和成熟度的研究，分别进行了大量有益的尝试，特别是在欧洲大陆和北海油气勘探中，已有不少成功的经验可供借鉴。例如，Ottenjann等（1975）和Teichmüller（1974）首先将孢子体荧光光谱变化应用于研究有机质成熟作用，据此提出确定生油门限和石油死亡线的荧光标志。Teichmüller和Wolf（1975）又将煤岩学的显微荧光技术，进一步引入烃源岩研究。

80年代以来，国内外有机岩石学界分别致力于应用有机岩石学方法评价烃源岩成烃潜力的探索。“六五”期间，刘德汉试用“生气系数”作为气源岩评价参数。肖贤明（1992）提出了源岩成熟度与母质类型的“光学评价方法”，主要针对有机质成熟度、有机质类型和过成熟源岩进行单项评价。同期，澳大利亚Smyth等（1984）和Cook等（1985）依据烃源岩中干酪根和有机显微组分总量、富氢组分/贫氢组分、镜质组反射率以及烃源岩累积厚度等多项参数，试行计分定量化综合评价烃源岩相对成烃潜力，在有机岩石学的石油地质应用方面，取得更有成效的进展。在此基础上，1990年江汉石油学院和北京石油勘探开发科学研究院的同事们，结合中国地质特点，试用多参数计分定量综合评价烃源岩的方法，在甘肃酒东盆地进行初次尝试，也取得良好效果[①]。

通常，有机岩石学对于岩石中分散有机质的研究，分别采用两种途径，即在透射光下对岩石有机质的提纯浓缩物（干酪根）组分作镜鉴和在反射光与荧光下对全岩光片的岩石显微组分进行鉴定统计。前者主要源于古孢粉学的方法，目前国内各油田研究部门较通用；后者继承煤岩学的研究手段，目前国内几个主要科研单位已采用，在国外油气勘探中也已见成效。本章以酒东盆地侏罗—白垩系烃源岩评价为例，采用上述两种途径相结合的方法，统一按照本书第二章显微组分的分类命名原则，介绍多参数计分定量化评价烃源岩的方法。

---

① 黄第藩、陶国立、王铁冠等，1990，酒东盆地石油地质地球化学综合研究和远景评价。

## 第二节　评价前的资料准备

### 一、显微组分的研究与评价

无论纵向上对一口探井地层剖面，还是横向上对一个地区的特定层位进行烃源岩评价，首先需要对岩石中分散有机质进行数量和质量的分析评价，有机岩石学的评价方法也不例外。

岩石分散有机质在显微镜下，以干酪根组分和（或）岩石显微组分的形式存在。欲计量分散有机质的数量，就必须在干酪根制备时，称量从重液（一般比重为2.1）中浮选出来的干酪根总量，或者在岩石光片上计量出岩石显微组分的体积百分含量。

在有机岩石学中，分散有机质的质量是以显微组分的富氢程度作评价依据的。通常情况下，惰性组是富碳贫氢组分，在成烃过程中显示出惰性，不具油气生成潜力；镜质组氧含量高而氢含量低，具生气潜力，但生油潜力有限；而腐泥组和壳质组均属富氢组分，前者是藻类和其它低等水生生物的腐泥化作用的产物，具有高生油潜力，后者则源

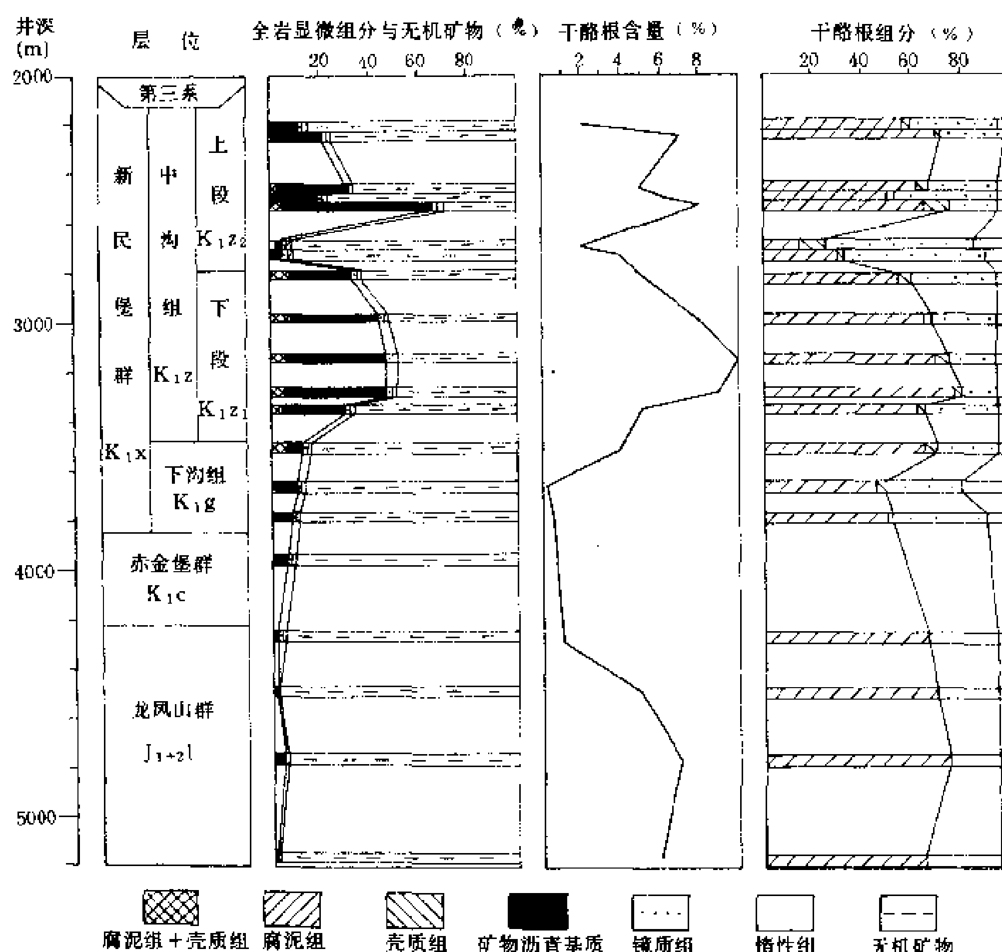



图14-1　营参1井有机显微组分丰度与组成随埋藏深度的变化剖面

自高等植物孢粉、木栓、角质等组织及植物组织的分泌物，也具较好的油气生成潜力。但是，在适当的沉积环境和成岩过程中，植物木质素和纤维素遭受微生物强烈降解改造，使富氢的菌藻类类脂物或高等植物富氢组分以超显微颗粒形式渗入镜质体，形成相当数量的荧光镜质体时，也可能具有较好的生油潜力。此外，在某些特殊情况下（例如澳大利亚二叠系煤系），相当数量的惰性组仍具有活性，显示出荧光，可具有一定生烃潜力，而非纯粹贫氢组分。

除上述典型显微组分外，荧光显微镜下烃源岩（不包括煤）全岩光片中，还具有大量矿物沥青基质。严格地说，矿物沥青基质不符合经典的有机显微组分的定义，因为它实质上是无机矿物和有机质的混合物。由于矿物质（主要是粘土矿物）吸附或吸收大量细小的亚显微级的类脂物，未成熟—成熟烃源岩的矿物沥青基质具有明显的荧光性。然而，在“生油窗”范围内，矿物沥青基质的荧光急剧下降，在高成熟源岩（$R^o>1.3\%$）中，荧光性消失，并与石油“死亡线”吻合。就烃源岩而言，“隐藏”在矿物沥青基质中的有机质数量，一般都大大超过其它有机显微组分，成为含量最高的显微组分。但是，在烃源岩干酪根制备过程中，因盐酸和氢氟酸处理，无机矿物被溶解掉，残余的有机质构成干酪根腐泥组的无定形组分。例如，酒东盆地营参1井侏罗—白垩系烃源岩中，全岩光

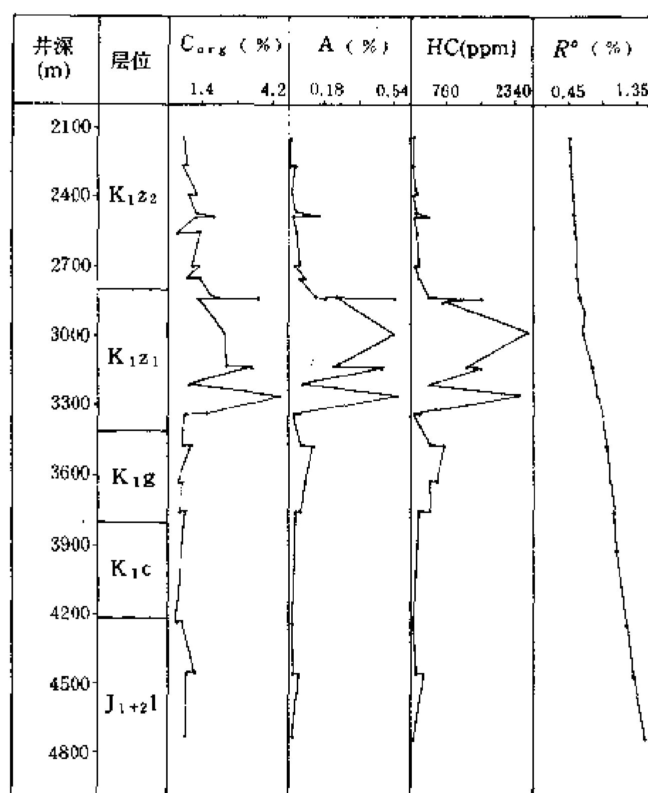



图14-2 营参1井有机碳（$C_{org}$）、氯仿沥青A、总烃（HC）含量与镜质组反射率（$R^o$）随埋藏深度的变化剖面

片中镜鉴测定的矿物沥青基质全岩体积含量与干酪根中腐泥组分含量之间，具有良好的线性关系（见图 2-7），就可以证明无定形组分与矿物沥青基质间的上述对应关系。因此，从显微组分研究与定性评价的角度来看，全岩的矿物沥青基质与干酪根的腐泥组无定形组分一样，也应属于值得重视的富氢组分之列。

鉴于上述认识，在评价烃源岩之前，先要根据研究区的沉积特征，依照烃源岩显微组分的镜鉴、统计与研究结果，明确区分其中的富氢与贫氢组分，并要在每个镜鉴样品中统计出这两大类组分的总量，从而求得样品的“富氢组分/贫氢组分”值。

在我国某些中、新生界沉积中，酒东盆地侏罗—白垩系的烃源岩显微组分特征，具有一定的代表性。这些烃源岩的干酪根中，腐泥组含量远超过其它组分，腐泥组与壳质组可作为富氢组分（表 14-1）；惰性组为贫氢组分；镜质组含量不高，其中荧光镜质体相对含量不足 15%，表现出既非富氢组分，又算不上典型贫氢组分的特征。因此，其“富氢组分/贫氢组分”按（腐泥组+壳质组）/惰性组计算，对其镜质组则不置可否，予以忽略不计。而在烃源岩全岩光片中，矿物沥青基质占绝对优势（表 14-1），定义其富氢组分/贫氢组分时，按（矿物沥青基质+腐泥组+壳质组）/惰性组计算。

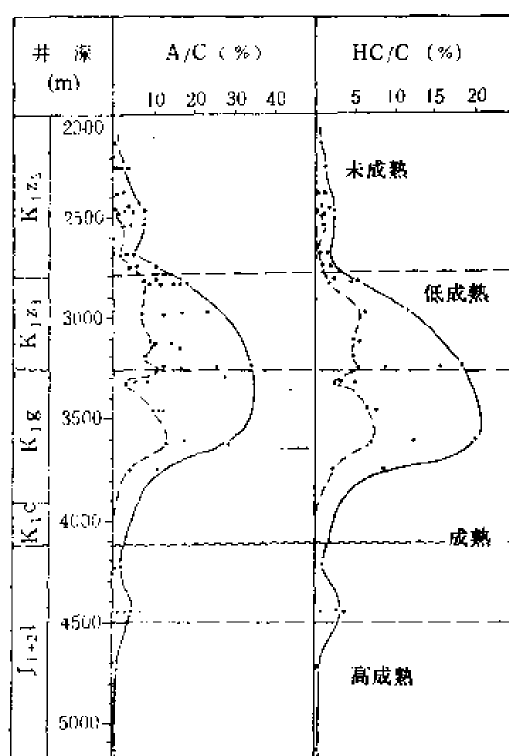



图 14-3 营参 1 井可溶有机质转化率氯仿沥青 A/有机碳（A/C）和总烃/有机碳（HC/C）随埋藏深度的变化剖面
（黄第藩、陶国立、王铁冠等，1990，酒东盆地石油地质地球化学综合研究和远景评价）

如果对某一特定地层，确认其镜质组具有生烃潜力或具有一定生烃潜力，而且镜质组与荧光镜质体的含量都很高，则也可以考虑将一定比率的镜质组含量计入富氢组分总量。例如，Cook 等（1985）研究西澳大利亚埃克斯茅斯高原（Exmouth Plateau）上三叠统烃源岩时，认为镜质组只有壳质组（含腐泥组）生烃潜力的 1/10；因此该区富氢与贫氢组分比值为（壳质组+0.1 镜质组）/惰性组。

某些特殊环境的沉积，壳质组与腐泥组富氢，镜质组贫氢，而惰性组介于其间，则也可以将惰性组忽略不计。例如，Smyth 等（1984）评价澳大利亚中部伊罗曼加盆地中侏罗统 Birkhead 组烃源岩时，确定壳质组（含腐泥组）/镜质组作为富氢与贫氢组分的比值。

## 二、生烃模式的确定

根据有机地球化学与有机岩石学剖面，确定欲评价探井或地区的生烃模式。沿一条有代表性的连续地层剖面，系统采样进行有机地球化学和有机岩石学分析，绘出烃源岩有机质丰度、生烃转化率、镜

表 14-1　酒东盆地烃源岩的有机显微组分组成

| 剖面 | 层位 | 岩性 | 全岩有机显微组分平均组成[*1]（含矿物沥青基质在内）样品数 | 总量（%） | 富氢组分（%） | 矿物沥青基质 | 腐泥组 | 壳质组 | 镜质组（%） | 惰性组（%） | 富氢组分/贫氢组分 | 干酪根组分平均组成[*2] 样品数 | 总量（%） | 富氢组分（%） | 腐泥组 | 壳质组 | 镜质组（%） | 惰性组（%） | 干酪根类型 | 富氢组分/贫氢组分 | $R^o$（平均值/分布范围） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 营参1井 | $K_1x$ 新民堡群 | 泥岩 | 15 | 28.9 | 88.3 | 74.8 | 6.2 | 7.3 | 6.3 | 5.4 | 16.4 | 15 | 5.4 | 62.2 | 55.5 | 6.7 | 22.1 | 15.9 | Ⅱ | 3.9 | 0.68/0.48—1.02 |
| 营参1井 | $K_1c$ 赤金堡群 | 泥岩 | 1 | 7.8 | 87.5 | 84.4 | 0 | 3.1 | 6.8 | 5.7 | 15.4 | · | — | — | — | — | — | — | — | — | 1.05 |
| 营参1井 | $J_{1+2}$龙凤山群 | 泥岩 | 4 | 3.4 | 53.2 | 34.4 | 2.8 | 16.0 | 25.3 | 21.6 | 2.5 | 4 | 4.8 | 74.1 | 70.8 | 3.3 | 17.3 | 8.8 | Ⅰ$_2$ | 8.4 | 1.38/1.19—1.62 |
| 马1井 | $K_1x$ 新民堡群 | 泥岩 | 1 | 25.8 | 90.4 | 81.5 | 3.1 | 5.8 | 6.4 | 3.2 | 28.3 | 1 | 10 | 70 | 65 | 5 | 21 | 9 | Ⅱ | 7.8 | 0.5 |
| 马1井 | $K_1c$ 赤金堡群 | 泥岩 | 1 | 32.4 | 87.5 | 85.1 | 1.2 | 1.2 | 6.8 | 5.7 | 15.4 | 1 | 7 | 50 | 45 | 5 | 30 | 20 | Ⅱ$_1$ | 2.5 | 0.63 |
| 马1井 | $J_{1+2}$龙凤山群 | 煤 | 1 | 56.3 | 6.0 | 1.5 | 0 | 4.5 | 61.5 | 32.5 | 0.2 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0.90 |
| 赵1井 | $K_{1z1}$中沟组下段 | 泥岩 | 1 | 32.3 | 88.2 | 79.1 | 5.0 | 4.1 | 5.9 | 5.9 | 14.9 | 1 | 5 | 50 | 40 | 10 | 30 | 20 | Ⅱ$_1$ | 2.5 | 0.60 |
| 前1井 | $K_{1z1}$中沟组下段 | 泥岩 | 1 | 8.7 | 84.2 | 83.0 | 0 | 1.2 | 8.6 | 7.2 | 11.7 | 1 | 4 | 44 | 40 | 4 | 30 | 26 | Ⅱ$_2$ | 1.7 | 0.81 |
| 马参2井 | $K_{1z1}$中沟组下段 | 泥岩 | 1 | 13.9 | 97.1 | 96.4 | 0 | 0.7 | 1.7 | 1.2 | 80.9 | 1 | 1 | 51 | 50 | 1 | 32 | 17 | Ⅱ$_2$ | 3 | 0.40 |
| 马营河 | $K_1x$ 新民堡群 | 泥岩 | 1 | 34.5 | 57.5 | 46.2 | 8.3 | 3.0 | 38.7 | 3.8 | 15.1 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0.49 |
| 青沟 | $K_1x$ 新民堡群 | 泥岩 | 1 | 32.7 | 95.5 | 79.0 | 4.1 | 12.4 | 2.6 | 2.0 | 47.7 | 2 | 5.5 | 58.5 | 49.5 | 9 | 27.0 | 13.5 | Ⅱ | 4.3 | 0.55/0.54—0.55 |
| 柳3井[*3] | $K_1z$ 中沟组 | 泥岩 | 4 | 3.1 | 80.3 | 69.3 | 0 | 11.0 | 11.0 | 8.7 | 9.2 | 1 | 4 | 44 | 40 | 4 | 36 | 20 | Ⅱ$_2$ | 2.2 | 0.85 |
| 西参1井[*3] | $K_1z$ 中沟组 | 泥岩 | 1 | 12.2 | 84.6 | 78.3 | 2.6 | 3.7 | 9.9 | 5.5 | 15.4 | 4 | 5.3 | 43.8 | 40.3 | 3.5 | 40.3 | 16.0 | Ⅱ$_2$ | 2.7 | 0.72/0.61—0.83 |

*1 反射光与荧光下全岩光片镜鉴数据。　*2 透射光下干酪根薄片镜鉴数据。　*3 酒西盆地样品镜鉴数据，供对比用。

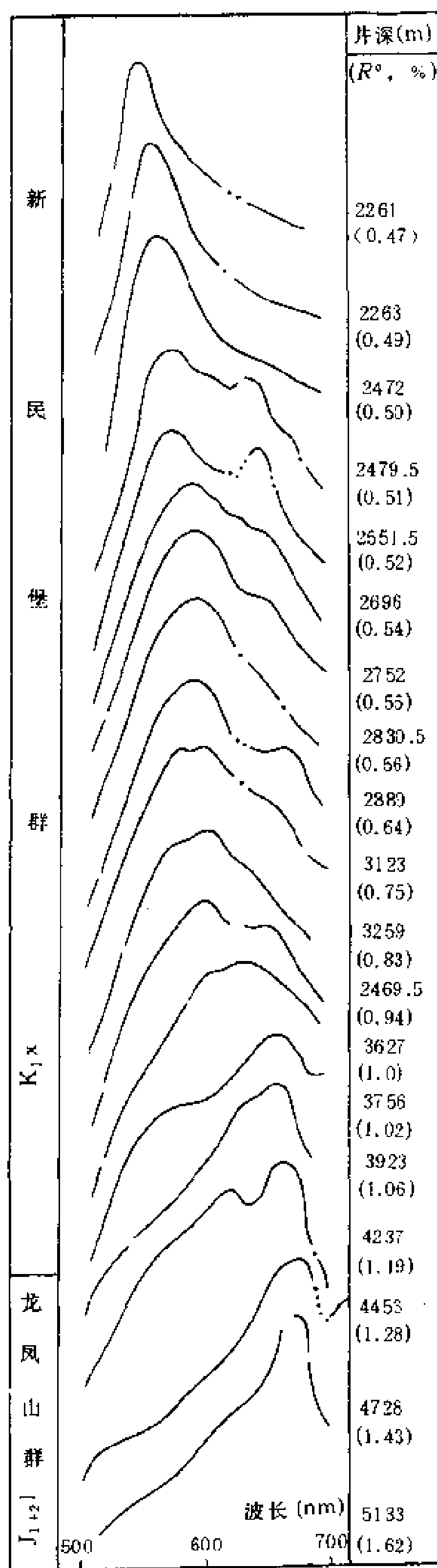



图 14-4　营参 1 井孢子体显微荧光光谱随埋藏深度变化剖面

质组反射率和壳质组显微组分（如孢子体）荧光光谱等指标随埋藏深度的变化剖面（如图 14-1 至 14-4），据此确定该区的有机质演化生烃模式。

以酒东盆地营参 1 井为例，无论全岩有机显微组分、干酪根总含量（图 14-1），或有机碳 C、氯仿沥青 A、总烃 HC 含量（图 14-2），还是可溶有机质转化率 A/C、HC/C（图 14-3）均明显表明：该地层剖面生烃门限深度约为 2 800m（$R^o$ 为 0.56%），生烃高峰为 3 250—3 650m（$R^o$ 为 0.8—1.0%）井段，井深 4 500m 以下生烃转化率很低，基本上可以认为是生油窗下限，相应的 $R^o$ 应为 1.3%。此外，该剖面中，在井深 2 500m 附近呈现出一个生烃低峰，可能表征烃源岩有机质所生成的部分低活化能烃类，属于低温降解产物，即通常所谓的未成熟烃类。就营参 1 井而论，无论从有机质丰度，还是生烃转化率来看，这部分未成熟烃类的数量十分有限。

壳质组组分（譬如孢子体）的显微荧光光谱随埋藏深度变化的规律，也可验证上述烃源岩的成烃演化模式。图 14-4 中，井深 2 472m 以上井段（$R^o$ 0.47—0.5%），荧光光谱呈单峰态，最大荧光强度波长 $\lambda_{max}$ 值为 520—540nm，代表烃源岩有机质的原始荧光特征。自井深 2 479.5m（$R^o$ 0.51%）起，在 620nm 处新出现一个低峰，标志壳质组有机成分的“第一次跃变”，表现出开始形成少量未成熟烃类的新生荧光特征。井深 2 830.5—3 627m 区间，$R^o$ 值 0.57—0.98%，荧光光谱保持双峰态，主峰 $\lambda_{max}$ 值“红移”至 590—600nm，表现出成熟烃类生成及其部分轻质烃类排出，使壳质组母质中残留成分变重的特征。井深 3 756m 处，$R^o$ 升至 1.02%，560nm 峰成为主峰，反映烃类大量生成与初次运移的结果。井深 4 450—4 730m 区间，$R^o$ 为 1.28—1.43%，荧光光谱又恢复单峰态，$\lambda_{max}$ 进一步“红移”至 670—680nm。直至井深 5 133m，$R^o$ 达到 1.62%，其间经历了壳质组的“第二次跃变”，荧光完全消失，意味着有机质演化已达到或超越“石油死亡线”，进入单纯生成气态烃类的阶段。

# 第三节 评价的基本原理

烃源岩的评价，首先要以岩石有机质或成烃母质的丰度为基础。有机地球化学以烃源岩有机碳、氯仿沥青A，以至总烃HC含量作为标志有机质丰度的基本指标；而有机岩石学方法在镜下直观的有机质，则是全岩中的有机显微组分或从岩石中分离出来的干酪根组分。实际上，全岩显微组分含量与岩石中有机碳含量有着密切的联系（见图2-8）；而且，作为全岩显微组分的浓缩物，烃源岩干酪根含量又与包含矿物沥青基质在内的岩石显微组分含量具有明确的线性正相关关系（图14-5）。因此，完全可以采用有机岩石学方法，以全岩显微组分含量和（或）干酪根含量，标志烃源岩的有机质丰度。例如，图14-1酒东盆地侏罗-白垩系剖面中，全岩显微组分含量与干酪根含量的变化大体一致，均表明$K_1z_1$中沟组下段有机质丰度最高。

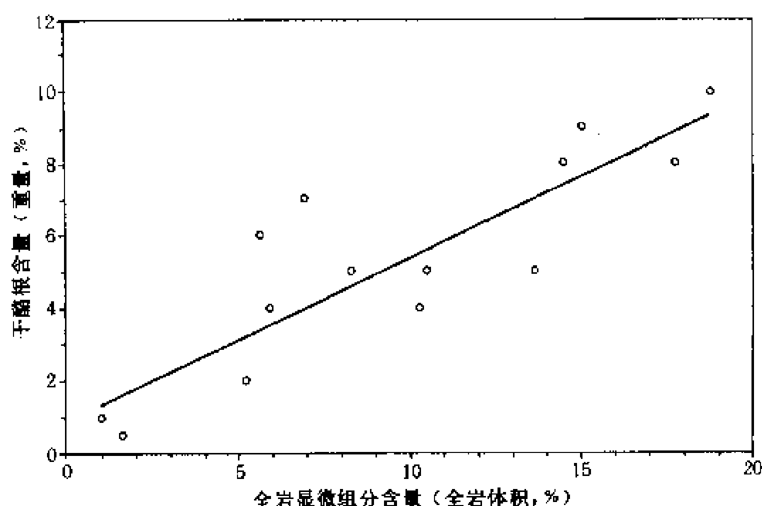



图14-5 干酪根含量与全岩显微组分含量

## 一、不同鉴定方法对显微组成的影响

既然干酪根是岩石溶矿后提纯回收的有机组分浓缩物，而全岩显微组分又是从岩石光片上直接观测统计的结果，两者在数值上会因检测方法不同而有差异。从总体上分析，同一岩样的全岩显微组分含量通常都明显高于其干酪根含量（例如，表14-1）所示营参1井数据）。而且，全岩显微组分中，一般以矿物沥青基质为主要的富氢组分，腐泥组和壳质组的含量都很低；而干酪根的富氢组分则主要是腐泥组的无定形组分（表14-1）。这是由于下述原因所致：

（1）从干酪根中可识别的大部分无定形组分，在未经溶矿处理前的烃源岩全岩光片中，仍是不能直观识别的，其存在于矿物沥青基质中（Teichmüller，1986）。

（2）干酪根分离过程中，盐酸和氢氟酸处理，对岩石有机质会产生一定的水解作用，有机质成熟度越低，这种水解作用就越强。除水解作用以外，还可能产生其它的化学反应，在

相同演化程度下，腐泥型有机质的损失要比腐殖型有机质明显(Durand et al.，1980)。

(3)干酪根回收量的损失与分离操作因素有关。通常采用比重2.1的重液分离回收干酪根，事实上，如图14-5所示，尽管干酪根与全岩显微组分的含量呈线性正相关关系，但是两者的回归曲线斜率明显小于1，表明同一样品中回收的干酪根在数量上均少于全岩光片镜鉴的显微组分含量，这可能是在比重大于2.1的沉淀物中，仍有一部分比重大于2.1的干酪根未计量的缘故。

(4)全岩光片镜鉴统计显微组分含量时，矿物沥青基质中，包含有一定数量的无机矿物成分，无形中加大了全岩显微组分的含量。

鉴于上述原因，应用有机岩石学方法评价烃源岩生烃潜力，若以干酪根含量代表岩石有机质丰度，其数据势必偏于"保守"，而用全岩显微组分含量，数据又会偏高。因此，在进行计分定量化评价时，宜于分别按干酪根与全岩显微组分计算烃源岩有机质丰度得分，取二者平均值代表烃源岩的生烃潜力，进行烃源岩评价。此外，还应考虑到有机显微组分中，富氢组分与贫氢组分的比值，以衡量生烃显微组分的"质量"。

## 二、烃源岩的成熟度与累计厚度在生烃潜力评价中的作用

烃源岩的成熟度与累计厚度，也是评价其实际生烃潜力的两项重要因素。有机质丰度与质量相同的烃源岩，其成熟度若不相同，那么其实际的生烃潜力仍会有明显差异。烃源岩的累计厚度越大，其生成烃类的实际贡献当然就越多。采用计分评价方法时，对成熟度的计分标准，必须建立在欲评价地层或地区烃源岩的实际热演化史与生烃模式的基础上。以酒东盆地为例，由于其未成熟烃类数量有限，生烃演化过程符合于常规的干酪根晚期生烃模式，其成熟度计分标准理应在生烃高峰阶段予以最高值。至于烃源岩厚度的计分标准，主要应考虑评价剖面或地区不同层位或井位烃源岩累计厚度的实际厚度分布情况，使所制定的计分标准利于体现出烃源岩的厚度变化。

**表14-2　酒东盆地生烃潜力对比评价计分标准**

| 有机组分 | | 成熟度 | | 暗色泥岩 | |
|---|---|---|---|---|---|
| 含量(%) | 分值 | $R^o$(%) | 分值 | 累计厚度(m) | 分值 |
| ≤0.5 | 0.5 | ≤0.51 | 0.5 | ≤200 | 0.5 |
| 0.5—1 | 1 | 0.51—0.6 | 1 | 200—500 | 1 |
| 1—5 | 3 | 0.6—0.7 | 2 | 500—1 000 | 3 |
| 5—10 | 5 | 0.7—0.8 | 4 | 1 000—1 500 | 5 |
| 10—20 | 7 | 0.8—0.9 | 5 | 1 500—2 000 | 7 |
| 20—30 | 9 | 0.9—1.0 | 4 | >2 000 | 10 |
| >30 | 10 | 1.0—1.2 | 2 | | |
| | | 1.2—1.3 | 0.5 | | |
| | | >1.3 | 0 | | |

综上所述，从有机岩石学的观点看来，烃源岩有机组分含量及其中富氢组分/贫氢组

分数值高，有机质成熟度适宜，并且烃源岩累计厚度大的层位或地区，理应具有较高的生烃潜力和油气源条件。这一基本认识构成了纵向上对不同层位的烃源岩，横向上对不同地域的烃源岩进行生烃潜力对比评价的基础。以酒东盆地为例，对上述几项参数计分评价的标准如表 14-2 所示。

依据欲评价剖面或地区有关层位或井位的烃源岩 $R^o$ 值、有机组分含量、富氢组分/贫氢组分值和累计厚度数值，按照评价计分标准，折算出每项参数的实际得分，代入下列公式计算其生烃潜力得分：

$$E = A \cdot B \cdot C \cdot D$$

$$\text{生烃潜力评价得分} = \frac{E}{E_{max}} \times 10$$

式中：$A$ 为成熟度得分；$B$ 为有机显微组分含量得分；$C$ 为富氢组分/贫氢组分值；$D$ 为烃源岩累计厚度得分；$E_{max}$为评价剖面与地区中 $E$ 的最大值。

依据所评价剖面（或地区）每个层位（或井位）的生烃潜力得分值（最高值为 10），可以将剖面上（或地区内）各层位（或井位）按得分数值进行排队或划分等级，以评价其相对生烃潜力。如果在一个地区，有相当数量钻井剖面参与评价，还可以按每个层位上各井位处烃源岩的生烃潜力得分值，绘制平面等值线图，从而圈定每个层位的油源区所在。

## 第四节　烃源岩评价实例

### 一、单井剖面烃源岩评价

试以酒东盆地营参 1 井为例，重点评价该剖面新民堡群各组段地层（包括 $K_1g$ 下沟组、$K_1z_1$中沟组下段和 $K_1z_2$中沟组上段）的生烃潜力。表 14-3、14-4 分别列出了上述组段中可能烃源岩的干酪根和全岩显微组分的组成特征，表 14-5、14-6 是按照各项参数的数值与表 14 2 的计分标准对营参 1 井各组段泥质烃源岩的评价结果。从表中数据可见，无论干酪根和全岩显微组分含量，还是其中富氢组分/惰性组分数值，均表明中沟组下段烃源岩有机质丰度最高，质量最好，为本区最佳烃源岩。然而，在营参 1 井该段地层埋藏

表 14-3　营参 1 井新民堡群各组段烃源岩的干酪根组成特征

| 层位 | | 地层厚度(m) | 暗色泥岩厚度(m) | 干酪根平均组成 | | | | | | | | $R^o$(%)（平均值/分布范围） |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | 分析样品数 | 总含量(%) | 富氢组分(%) | | 镜质组(%) | 惰性组(%) | 富氢组分/惰性组 | | |
| | | | | | | 腐泥组(%) | 壳质组(%) | | | | | |
| 中沟组 $K_1z$ | 上段 $K_1z_2$ | 750 | 745 | 7 | 4.9 | 55.8 | | 26.9 | 17.6 | 3.2 | | 0.51 / 0.47—0.55 |
| | | | | | | 51.1 | 4.7 | | | | | |
| | 下段 $K_1z_1$ | 451 | 440 | 4 | 8.0 | 75.6 | | 14.8 | 9.8 | 7.7 | | 0.69 / 0.56—0.83 |
| | | | | | | 65.3 | 10.3 | | | | | |
| 下沟组 $K_1g$ | | 656 | 650 | 3 | 3.2 | 59.8 | | 21.0 | 19.3 | 3.1 | | 0.96 / 0.86—1.02 |
| | | | | | | 53.3 | 6.5 | | | | | |

表 14-4　营参 1 井新民堡群各组段烃源岩全岩有机显微组分组成特征

| 层位 | | 地层厚度(m) | 暗色泥岩厚度(m) | 全岩有机显微组分平均组成 | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | 分析样品数 | 总含量(%) | 富氢组分(%) | | | 镜质组(%) | 惰性组(%) | 富氢组分/惰性组 |
| | | | | | | 矿物沥青基质 | 腐泥组 | 壳质组 | | | |
| 中沟组 $K_1z$ | 上段 $K_1z_2$ | 750 | 745 | 7 | 25.7 | 81.3 | | | 9.4 | 7.8 | 10.4 |
| | | | | | | 73.2 | 3.9 | 4.2 | | | |
| | 下段 $K_1z_1$ | 451 | 440 | 4 | 46.1 | 93.7 | | | 3.8 | 3.1 | 30.2 |
| | | | | | | 75.8 | 9.3 | 8.6 | | | |
| 下沟组 $K_1g$ | | 656 | 650 | 4 | 19.7 | 91.9 | | | 3.4 | 3.8 | 27.7 |
| | | | | | | 74.7 | 5.9 | 10.8 | | | |

表 14-5　营参 1 井烃源岩生油潜力对比评价(依据干酪根组分)

| 层位 | | $A'$ 成熟度得分 | $B'$ 干酪根总含量得分 | $C'$ 干酪根 富氢组分/惰性组 | 地层厚度(m) | 暗色泥岩 | | $D$ 暗色泥岩得分 | $E'$ $A'\cdot B'\cdot C'\cdot D$ | 生油潜力评价得分 $\frac{E'}{E'_{max}}\times 10$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | 厚度(m) | 占地层百分率(%) | | | |
| 中沟组 $K_1z$ | 上段 $K_1z_2$ | 0.5 | 3 | 3.2 | 750 | 745 | 99.3 | 3 | 14.4 | 1.3 |
| | 下段 $K_1z_1$ | 2 | 5 | 7.7 | 451 | 440 | 97.6 | 1 | 77.0 | 6.9 |
| 下沟组 $K_1g$ | | 4 | 3 | 3.1 | 66 | 650 | 99.1 | 3 | 111.6 | 10.0 |

表 14-6　营参 1 井烃源岩生油潜力对比评价(依据干酪根和全岩显微组分组成)

| 层位 | | $A$ 成熟度得分 | $B$ 全岩显微组分总量得分 | $C$ 全岩显微组分 富氢组分/惰性组 | $D$ 暗色泥岩厚度得分 | $E$ $A\cdot B\cdot C\cdot D$ | 生油潜力评价得分 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | 全岩显微组分 $\frac{E}{E_{max}}\times 10$ | 干酪根 $\frac{E'}{E'_{max}}\times 10$ | 平均得分 |
| 中沟组 $K_1z$ | 上段 $K_1z_2$ | 0.5 | 9 | 10.4 | 3 | 140.4 | 0.6 | 1.3 | 1.0 |
| | 下段 $K_1z_1$ | 2 | 10 | 30.2 | 1 | 604.0 | 2.6 | 6.9 | 4.7 |
| 下沟组 $K_1g$ | | 4 | 7 | 27.7 | 3 | 2326.8 | 10.0 | 10.0 | 10.0 |

较浅(2 813—3 264m)，$R^o$ 平均值为 0.69%，反映其有机质尚未进入成烃高峰阶段，此外该段泥岩累计厚度也相对较薄(440m)。中沟组上段暗色泥岩虽然累计厚度最大(745m)，干酪根与全岩显微组分含量均略高于下沟组，但是，富氢组分含量与富氢组分/惰性组值均低于中沟组下段和下沟组，而且埋藏最浅，成熟度甚低，$R^o$ 平均值为 0.51%，处于未成熟至临界成熟状态。

综合考虑上述各项评价参数，采用计分评价方法，营参 1 井下沟组烃源岩平均得分最高(10 分)，表明其有机质数量与质量虽然稍逊于中沟组下段，但是烃源岩厚度较大(650m)，成熟度已进入生油高峰阶段，实际生烃潜力最大。中沟组下段得分次之(4.7 分)，主要由于其成熟度与暗色泥岩厚度得分分别只占下沟组得分的 1/4 和 1/3 所致，营参 1 井不处于中沟组下段的沉积-沉降中心，该组段地层的生烃潜力受到制约，因此，评价得分不高。如果往营参 1 井以南方向延伸，在新民堡群的凹陷中心，地层增厚，埋深加大，成熟度增高，而有机显微组分组成保持不变的话，中沟组无疑会成为该区的最佳生油组段。

## 二、分区对比评价

沿用前述烃源岩生油潜力对比评价计分标准(表 14-2)，按照表 14-1、14-3 和 14-4 所列酒泉盆地各单井剖面干酪根和全岩显微组分统计数据，结合 $R^o$ 值，试对酒东盆地营尔、马营凹陷和酒西盆地(以柳 3 井和西参 1 井为代表)的下白垩统新民堡群中沟组下段烃源岩质量作一对比评价。如表 14-7 所示，按干酪根组分评价，上述构造单元中，以营尔凹陷营参 1 井烃源岩质量最佳(10 分)，大体上与酒西盆地西参 1 井下沟组烃源岩质量相当(9.5 分)；马营凹陷马参 2 井(0.2 分)和青沟剖面(2.8 分)烃源岩较差。而据全岩显微组分进行评价，则酒西盆地西参 1 井下沟组烃源岩(10 分)明显优于营参 1 井(1.4 分)。有机岩石学评价的平均得分表明，营尔凹陷中沟组下段烃源岩生油潜力(最高 5.7 分)低于酒西盆地(9.8 分)，但远远高于青沟剖面(2.0 分)和马营凹陷(0.2—0.5 分)。

**表 14-7　海泉盆地烃源岩质量对比评价**

| 构造分区 | | 剖面 | 地层 | 干酪根 | | | | | 全岩显微组分 | | | | | 分区评价平均得分 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $A'$ 成熟度得分 | $B'$ 含量得分 | $C'$ 富氢组分/惰性组 | $F'$ $A'\cdot B'\cdot C'$ | 评价得分 $\frac{F'}{F'_{max}}\times10$ | $A$ 成熟度得分 | $B$ 含量得分 | $C$ 富氢组分/惰性组 | $F$ $A\cdot B\cdot C$ | 评价得分 $\frac{F}{F_{max}}\times10$ | |
| 酒东盆地 | 营尔凹陷 | 营参 1 井 | $K_1z_1$ | 2 | 5 | 7.7 | 77.0 | 10.0 | 2.0 | 10 | 30.2 | 604.0 | 1.4 | 5.7 |
| | | 黑 1 井 | | 0.5 | 5 | 7.8 | 19.5 | 2.5 | 0.5 | 9 | 28.3 | 254.7 | 0.6 | 1.6 |
| | | 赵 1 井 | | 1 | 3 | 2.5 | 7.5 | 0.9 | 1.0 | 10 | 14.9 | 149.0 | 0.3 | 0.6 |
| | | 前 1 井 | | 3 | 5 | 1.7 | 25.5 | 3.3 | 3.0 | 5 | 11.7 | 175.5 | 0.4 | 1.9 |
| | 马营凹陷 | 马参 2 井 | | 0.5 | 1 | 3 | 1.5 | 0.2 | 0.5 | 7 | 80.9 | 283.2 | 0.7 | 0.5 |
| | | 马营河 | $K_1x_n$ | — | — | — | — | — | 0.5 | 10 | 15.1 | 75.5 | 0.2 | 0.2 |
| | | 青沟 | | 1 | 5 | 4.3 | 21.5 | 2.8 | 1 | 10 | 47.7 | 477.0 | 1.1 | 2.0 |
| 酒西盆地 | | 柳 3 井 | $K_1z$ | 5 | 3 | 2.2 | 33.0 | 4.3 | 5.0 | 3 | 9.2 | 138.0 | 0.3 | 2.3 |
| | | 西参 1 井 | $K_1z$ | 4 | 5 | 2.7 | 54.0 | 7.0 | 4.0 | 7 | 15.4 | 431.0 | 1.0 | 4.0 |
| | | | $K_1g$ | 5 | 3 | 4.9 | 73.5 | 9.5 | 5.0 | 9 | 96.7 | 4 351.0 | 10.0 | 9.8 |

在表 14-1、14-3 和 14-4 所列数据和图 14-6 酒东盆地中沟组下段暗色泥岩等厚图的基础上，可以对营尔凹陷中沟组下段烃源岩生油潜力变化作进一步的计分评价，并绘出得分等值线图(表 14-8 和图 14-7)。在现有的四口钻开中沟组下段 的钻井剖面中，营参 1 井

**表 14-8 营尔凹陷中沟组下段生油潜力对比评价**

| 剖面 | 地层 | 地层厚度(m) | D 暗色泥岩厚度(m)，得分 | 干酪根 | | | 全岩显微组分 | | | 评价平均得分 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $F'$ $A'\cdot B'\cdot C'$ | $G'$ $D\cdot F'$ | 评价得分 $\frac{G''}{G'_{max}}\times 10$ | $F$ $A\cdot B\cdot C$ | $G$ $D\cdot F$ | 评价得分 $\frac{G}{G_{max}}\times 10$ | |
| 营参 1 井 | $K_1z_1$ | 451 | 440,1.0 | 77 | 77 | 10 | 604 | 604 | 10 | 10 |
| 黑 1 井 | | 325 | 300,1.0 | 19.5 | 19.5 | 2.5 | 254.7 | 254.7 | 4.2 | 3.4 |
| 赵 1 井 | | 339 | 30,0.5 | 7.5 | 3.8 | 0.5 | 149 | 74.5 | 1.2 | 2.6 |
| 前 1 井 | | 261 | 100,0.5 | 25.5 | 12.8 | 1.7 | 175.5 | 298.4 | 4.9 | 3.3 |

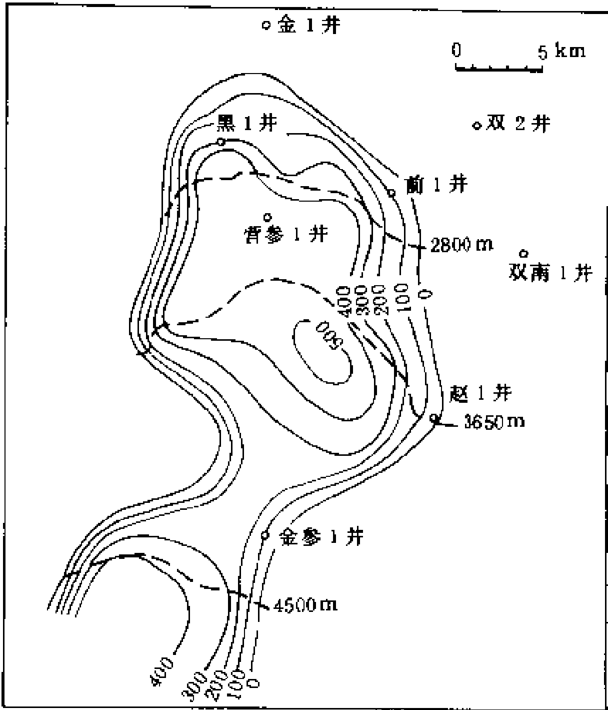



图 14-6 酒东盆地营尔凹陷下白垩统中沟组下段 ($K_1z_1$) 暗色泥岩等厚图
(据地震地层学数据绘制，引自黄第藩、陶国立、王铁冠等，1990，酒东盆地石油地质地球化学综合研究和远景评价)

的生油潜力显然高于黑 1 井、赵 1 井和前 1 井。考虑到该段地层烃源岩的厚度展布 (图 14-6)，图 14-7 预测营参 1 井以南方向，生油潜力可能优于营参 1 井。

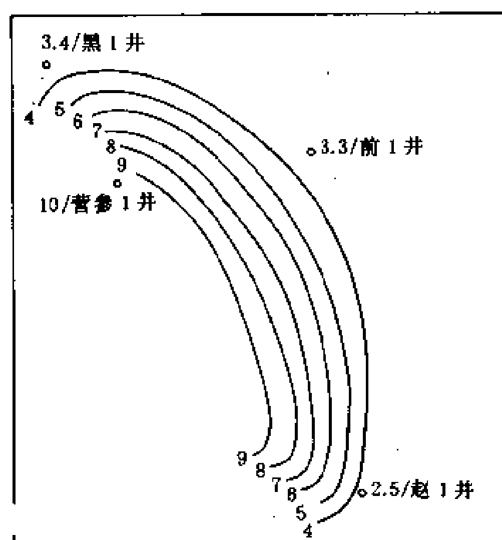



图 14-7　酒东盆地营尔凹陷下白垩统中沟组下段（$K_1z_1$）烃源岩生油潜力评分等值线图

# 参考文献

王文侠，1987，湖南金竹山—渣渡矿区煤反射率的有限应变分析。中国矿业学院学报，16卷，4期，62—68页。

王铁冠等，1990，生物标志物地球化学研究。中国地质大学出版社。

王铁冠、钟宁宁，1990，树脂成烃的地球化学研究——兼论我国第三系树脂体成因的未成熟—低成熟油气资源。江汉石油学院学报，12卷，1期，1—8页。

刘德汉、傅家谟、秦建中、史习慧，1985，苏桥地区残殖煤的发现——兼论煤成气、煤成油的判别和我国煤成油前景。地球化学，4期，314—322页。

李可为、潘贤庄，1990，崖13-1气田凝析油和煤系地层的双杜松烷及其地质-地球化学意义。中国海上油气（地质），4卷，1期，31—42页。

肖贤明、金奎励，1990，中国陆相油、气源岩有机质的分类。科学通报，12期，921—924页。

肖贤明，1992，有机岩石学及其在油气评价中的应用。广东科技出版社。

张爱云、伍大茂、郭丽娜、王云龙，1987，海相黑色页岩建造地球化学与成矿意义。科学出版社。

杨起，1987，煤地质学进展。地质出版社。

钟宁宁、曾庆平，1990，煤系芳烃的可见荧光特性及其地质意义。石油与天然气地质，11卷，4期，402—411页。

赵长毅、金奎励，1992，显微组分荧光机理及其生烃性能。第五届有机地球化学学术讨论会论文摘要汇编，109—110页。

赵师庆、王飞宇，1987，等变质煤及其镜质组的煤岩学研究。中国石炭一二叠纪含煤地层及地质学术会议论文集，366—374页。科学出版社。

赵师庆、王飞宇，1988，等变质煤中镜质组有机地球化学研究，I. 沥青A、族组分及烷烃色谱特征。石油实验地质，10卷，2期，160—168页。

赵师庆、王飞宇、刘德汉、盛国英，1988，不同煤相中煤和镜质组特征初步研究。中国科学院地球化学研究所有机地球化学开放研究实验室年报1987，23—44页。科学出版社。

贾蓉芬、傅家谟、徐世平、刘德汉、张惠之，1987，抚顺树脂体成烃的初步实验研究——I. 烃的产率与性质。中国科学，B辑，1期，88—94页。

徐永昌、沈平、申歧祥、徐胜，1987，煤系有机质热模拟的化学特征及地质意义。中国科学院兰州地质所生物、气体地球化学开放研究实验室研究年报（1986），86—105页。甘肃科技出版社。

徐永昌、沈平、刘文汇、王万春，1990，一种新的天然气成因类型——生物-热催化过渡带气。中国科学，B辑，9期，975—980页。

曹代勇，1990，安徽淮北煤田推覆构造中煤镜质组反射率各向异性研究。地质论评，36卷，4期，333—340页。

菲尔普R. P.（傅家谟、盛国英译），1987，化石燃料生物标志物——应用与谱图。科学出版社。

黄光辉，1988，矿物燃料中的芴及其衍生物。中国科学院地球化学研究所有机地球化学开放实验室研究年报1987，211—220页。科学出版社。

黄第藩等，1979，青海湖综合考察报告，190—219页。科学出版社。

黄第藩、李晋超等，1982，中国陆相油气生成。石油工业出版社。

黄第藩、李晋超、周翥红、顾信章、张大江，1984，陆相有机质演化和成烃机理。石油工业出版社。

黄第藩，1987，未成熟石油及其地球化学意义。石油学报，8卷，1期，1—9页。

盛国英、傅家谟，1987，原油与生油岩中的脱羟基维生素E的发现意义。中国科学，B辑，4期，423—428页。

傅家谟、贾蓉芬、刘德汉、施继锡，1989，碳酸盐岩有机地球化学——在石油、天然气、煤和层控矿床成因与评价中的应用。科学出版社。

傅家谟、盛国英、江继纲，1985，膏盐沉积盆地形成的未成熟石油。石油与天然气地质，6卷，2期，150—158页。

程克明等，1985，生油层定量评价方法研究。科学通报，6期，448—452页。

程克明，1987，生气量计算方法。石油学报，3期，31—36页。

程克明、金伟明、何忠华、陈建平，1987，凝析油的地球化学特征。有机地球化学论文集，112—119 页。地质出版社。

程克明、关德师、董育英、陈建平，1989，源岩热演化过程中天然气生成量的计算。天然气地质研究论文集，110—117 页。石油工业出版社。

程克明，1991，烃源岩产烃潜力的热压模拟实验及其在油气勘探中的应用。石油勘探与开发，5 期，1—11 页。

熊波、赵师庆、钟宁宁、王铁冠、黄光辉、雷加锦、龙王寅，1989，百色褐煤中渗出沥青体的特征和意义。石油与天然气地质，10 卷，2 期，154—157 页。

戴金星，1990，概论有机烷烃气碳同位素系列倒转的成因问题。天然气工业，6 期，15—20 页。

Achari R. G., Shaw G. and Holleyhead R., 1973, Identification of ionene and other carotenoid degradation products from the pyrolysis of sporopollenins derived from some pollen exines, a spore coal and the green river shale. Chem. Geol., vol. 12, pp. 229—234.

Allen J., Bjorфy M. and Dougles A. G., 1975, Variation in the content and distribution of high molecular weight hydrocarbons in a series of coal macerals of different ranks. In: Adv. in Org. Geochem. 1975(eds. Empos O. et al.), pp. 633—654. Enadimsa, Madrid.

Alam M. and Pearson M., 1990, Bicadinanes in oils from the Surma Basin, Bangladesh. Org. Geochem., vol. 15, no. 4, pp. 461—464.

Alexander R., Kagi R. and Noble R., 1983, Identification of bicyclic sesquiterpanes drimane and eudsmane in petroleum. J. C. S. Chem. Commun., pp. 226—228.

Alpern B., 1980, Pětrographie du Kérogène. In: Kerogen (ed. Durand B.), pp. 339—372. Technip, Paris.

Bendoraitis J. G., 1974, Hydrocarbons and biogenic origin in petroleum aromatic triterpenes and bicyclic sesquiterpens. In: Adv. in Org. Geochem. 1973(eds. Tissot B and Bienner F.), pp. 209—224, Editions Technip, Paris.

Bendoraitis J. G. and Hepner L. S., 1962, Isoprenoid hydrocarbon in petroleum. Anal. Chem., vol. 34, pp. 49.

Bertand P., 1984, Geochemical and petrographic characterization of humic coals considered as possible oil source rocks. In: Adv. in Org. Geochem. 1983 (eds. Schenck P. A. et al.), pp. 481—488. Pergamon, Oxford.

Bertrand P., Behar F. and Durand B., 1986, Composition of potential oil from humic coals in relation to their petrographic nature. In: Adv. in Org. Geochem. 1985(eds. Lathaeuser O. et al.), pp. 601—608. Pergamon, Oxford.

Bostick N. H., 1979, Microscopic measurements of the level of catagenesis of solid organic matter in sedimentary rocks to aid exploration for petroleum and to determine former burial temperatures ——a review. Soc. Econ. Pateont. Miner., Spec. Publ., vol. 26, pp. 17—43.

Bray E. E. and Evans E. D., 1961, Distribution of n-paraffins as a clue to recognition of source beds, Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 32, pp. 2—15.

Brooks J., 1981, Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration, pp. 1—26. Academic Press, London.

Burgess J. D., 1974, Microscopic examination of kerogen (dispersed organic matter) in petroleum exploration. Geol. Soc. of Amer. Spec. Paper 153, pp. 19—30.

Chaffee A. L., Floodes C. J. R., 1988, Polycyclic aromatic hydrocarbons in Australia—— Ⅱ. Structure elucidation by proton nuclear magnetic resonance spectroscopy. Org. Geochem., vol. 12, no. 3, pp. 261—271.

Cheng K., Jin W., He Z. and Chen J., 1990, Application of sesquiterpanes to the study of oil-gas source ——the gas-rock correlation in the Qiongdongnan Basin. J. SE. Asian Earth Sci., vol. 5, no. 1—4, pp. 189—195.

Combaz A., 1980, Les Kērogēnes vus au microscope. In: Kerogen (ed. Durand B.), pp. 55—111, Technip, Paris.

Connan J. and Cassou A. M., 1980, Properties of gases and petroleum liquids derived from terristrial kerogen at various maturation levels. Geochim. Cosmochem. Acta, vol. 44, pp. 1—23.

Cook A. C., 1982, Organic facies in the Eromanga Basin. Eromanga Basin Symposium, Summary Papers (eds. Moore P. S. and Mount T. J.), pp. 234—257. Geol. Soc. of Australia and Petrol. Explor. Soc. of Australia, Adelaide.

Cook A. C., Smyth M. and Vos R. G., 1985, Source potential of Upper Triassic fluvial-deltaic systems of the Eemouth Plateau. APEA, pp. 204—215.

Cox H. C., de Leevw J. W., Schenck P. A., van Koningsveld H., Jansen J. C., van de Graaf B., van Greerestein V. J., Kanters J. A., Kruk C. and Jans A. W. H., 1986, Bicadinane, a $C_{30}$ pentacyclic isoprenoid hydrocarbon found in crude

oil. Nature, vol. 319, no. 23, pp. 316—318.

Durand B. and Nicaise G., 1980, Procedures for kerogen isolation. In: Kerogen (ed. Durand B.), pp. 35—53. Graham & Trotman Ltd., London.

Durand B. and Paratte M., 1983, Oil potential of coals: a geochemical approach. In: Petroleum Geochemistry and Exploration of Europe (eds. Broon J.), pp. 255—266. Blackwell, London.

Eltantaway I. M. and Arnold P. W., 1972, Adsorption of n-alkanes by Wyoming montmorillonite. Nature Physical Sci., vol. 237, pp. 123—124.

Espitalie J., Madec M. and Tissot B., 1980, Role of mineral matrix in kerogen pyrolysis influence on petroleum generation and migration. A. A. P. G. Bull., vol. 64, pp. 59—66.

Espitalie J., Senga Maleadi K. and Trichet J., 1984, Role of mineral matrix during kerogen pyrolysis. In: Adv. in Org. Geochem. 1983 (eds. Schenk P. A. and de Leevw J. W.), pp. 364—382, Pergamon, Oxford.

Galimov E. M., 1988, Sources and mechnisms of formation of gaseous hydrocarbons in sedementary rock. Chem. Geol., vol. 71, pp. 75—95.

Golin V. and Smyth M., 1986, Depositional environments and hydrocarbon potential of Eevergreen Formation, ATP. 145p, Surat Basin, Queensland. APEA, pp. 156—171.

Grantham P. J., Postuma J. and Baak A., 1983, Triterpanes in a mumber of Far-Eastern crude oils. In: Adv. in Org. Geochem. 1981 (eds. Bjorφy M. et al.), pp. 675—683. Wiley, Chichester.

Hageman H. and Hollerbach A., 1981, Spectral fluorescence analysis of extracts —— A new method for the determination of the degree of maturity of organic matter in sedimentary rooks. Bull. Centres Rech. Explor. Prod., vol. 5, pp. 635—650.

Hageman H. and Hollerbach A., 1983, The spectral fluorescence analysis of the soluble organic matter applied to hydrocarbon source rock evaluation. In: Adv. in Org. Geochem. 1981 (eds. Bjorφy M. et al.), pp. 72—75. Wiley, Chichester.

Hageman H., 1986, The fluorescence behaviour of crude oils with respect to their thermal maturation and degradation. In: Adv. in Org. Geochem. 1985 (eds. Leythaeuser D. and Rullkoütter J.), pp. 473—480. Pergamon, Oxford.

Hutton A., Kansler A., Cook A. and Mckirdy D., 1980, Organic matter in oil shale. APEA, vol. 20, pp. 44—68.

ICCP, 1975, International Handbook of Coal Petrology, 2nd. suppl. 2nd ed., Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

Jacob H., 1975, Relation avec paleo-temperature et potentiel petrolier. In: Coll Intern. Petrographie Matiere Organine Sediments (ed. Alpern B.), pp. 103—108. CNRS, Paris.

Khorasani K. G., 1987, Novel development in fluorescence microscopy of complex organic mixtures: application in petroleum geochemistry. Org. Geochem., vol. 11, pp. 157—168.

Lane F. and Jackson K. S., 1980, Control on occurrence of oil and gas in the Beaufort—Mackenzie basin. In: Facts and Principles of World Petroleum Occurrence. Canadian Soc. Petrol. Geologists, Mem. 6, pp. 489—507.

Langenheim J. H., 1969, Amber: a botanical inquiry. Science, vol. 163, pp. 1157—1169.

Lewan M. D. and Williams J. A., 1987, Evaluation of petroleum generation from resinite by hydrous pyrolysis. A. A. P. G. Bull., vol. 71, no. 2. pp. 207—214.

Lin R., Davis A., Bensley D. and Derbyshire F., 1986, Vitrinite secondary fluorescence: its chemistry and relation to the development of a mobile phase and thermoplasticity in coal. Inter. J. Coal Geol., vol. 6, pp. 215—228.

Mockenzie A. S., Patience R. L., Yon D. A. and Maxwell J. R., 1982, The effect of maturation on the configuration of acyclic isoprenoid acids in sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 46, pp. 783—792.

Mackowsky M.-Th., 1982, Sampling and preparation of polished surfaces or thin sections. In: Stach's Textbook of Coal Petrology (eds. Stach E. et al.). Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Manum S. B. and Throndson T., 1978, Dispersed organic matter (Kerogen) in the Spitsbergen Tertiary. Norsk Polarinst. Arb. 1977, pp. 179—187. Oslo.

Mukhopadhyay P. K., Hagemann H. W. and Gormly J. R., 1985, Characterization of kerogens as seen under the aspect of maturation and hydrocarbon generation. Erdol Kohle, vol. 38, pp. 7—18.

Noble R. A., Alexander R. and Kagi R. I., 1987, Configurational isomerization in sedimentary bicyclic alkanes. Org. Geochem., vol. 11, no. 3, pp. 151—156.

Ottenjann K., Teichmüller M. and Wolf M., 1975, Spectral fluorescence measurements of sporinites in reflected light and their applicability for coalification studies. In: Pětrographic Organique et Poteniel Pětrolier (ed. Alpern B.), pp. 49—65. CNRS, Paris.

Powell T. G., 1978, An assessments of the hydrocarbon source rock potential of the Canadian Arctic Islands. Geol. Surv. Canada, Paper 78-12, 82p.

Pusey W. C., 1973, The ESR—kerogen method. A new technique of estimating the organic maturity of sedimentary rocks. Petrol. Times, vol. 77, pp. 21—26.

Radke M., Leythaevser D. and Teichmüller M., 1992, Aromatic components of coal: relation of distribution pattern to rock. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 46, pp. 1831—1841.

Robert P., 1979, Classification of organic matter by means of fluorescence —— application to hydrocarbon source rocks. Intern. J. Coal Geol., vol. 1, no. 2, pp. 130—138.

Saxby J. D. and Shiboka M., 1986, Coal and coal macerals as source rocks for oil and gas. Appl. Geochem., vol. 1, no. 1, pp. 25—36.

Scalan R. S. and Smith J. E., 1970, An impoved maasure of the odd-even predominance in the normal alkanes of sediment extracts and petroleum. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 34, pp. 611—620.

Schoell M., 1980, The hydrogen and carbon isotopic composition of methane from natural gases of various origins. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 44, pp. 649—661.

Shimoyama A., Johns W. D., 1972, Formation of alkanes from fatty acids in the presence of $CaCO_3$. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 36, pp. 87—91.

Simoneit B. R. T., Grimalt J. O., Wang T. G., 1987, 概观当代树脂植物碎屑、煤化木、琥珀、煤和石油中的环状萜类。生物标志物和干酪根，中国科学院地球化学研究所有机地球化学开放研究实验室研究年报1986，183—198页。贵州人民出版社。

Smyth M., 1983, Nature of source material for hydrocarbons in Cooper Basin, Australia. A. A. P. G. Bull., vol. 67, pp. 1422—1428.

Smyth M., Cook A. C. and Philp R. P., 1984, Birkhead revisited: petrological and geochemical studies of the Birkhead Formation, Eromanga Basin. APEA, vol. 24, part. 1, pp. 230—242.

Snowdon L. R., 1978, Organic geochemistry of the Upper Cretaceous-Tertiary delta complexes of the Beaufort-Mackenzie sedimentary basins, Northwest Territories. Geol. Surv. Bull. 291. Canada Geol. Surv., 46pp.

Snowdon L. R., 1980, Resinite —— a potential petoleum source in the Upper Cretaceous-Tertiary of the Beaufort-Mackenzie Basin. In: Facts and Principles of World Petroleum Occurrence Memoir 6, pp. 509—521.

Snowdon L. R. and Powell T. G., 1982, Immature oil and condensate —— modification of hydrocarbon generation model for terristrial organic matter. A. A. P. G. Bull., vol. 66, no. 6, pp. 775—788.

Stahl W. J., 1977, Carbon and nitrogen isotopes in hydrocarbon research and exploration. Chem. Geol., vol. 20, pp. 121—149.

Taylor G., Lin S. Y. and Smyth M., 1988, New Light on the origin of Cooper Basin oil. APEA, vol. 28, pp. 303—309.

Teichmüller M., 1962, Die Genes der Kohle. In: Compte Rendu 4th Congress Intern. Strat. Geol. Carboniferous. Heerlen, 1958, vol. 3, pp. 699—722, Maastricht, Holland.

Teichmüller M., 1974, Generation of petroleum-like substance in coal seams as seen under the microscopy. In: Adv. in Org. Geochem. 1973 (eds. Tissot B. and Binner F.), pp. 321—348. Edition Technip, Paris.

Teichmüller M. and Wolf M., 1975, Application of fluorescence microscopy in coal petrology and oil exploration. J. Microscopy, vol. 109, part 1, pp. 49—73.

Teichmüller M. and Ottenjann K., 1977, Art und diagenese von liptinite und lipoiden stoffen in einem Erdölmuttergestein auf Grund Fluoreszenzmikroskopischer Untersuchungen. Erdöl u. Kohle, vol. 30, pp. 387—398.

Teichmüller M. and Teichmüller R., 1979, Rank determination on sedimentary rocks other than coal. In: Stach's Textbook

of Coa. Petrology, pp. 361—374. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Teichmüller M., 1982, Origin of the petrographic constituents of coal. In: Stach's Textbook of Coal Petrology. 3rd edn, pp. 219—294. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Teichmüller M. and Durand B., 1983, Fluorescence microscopical rank studies on liptinite and vitrinite in peat and coals, and comparison with results of the Rock-eval Pyrolysis. Coal Geol., vol. 2, pp. 197—230.

Teichmüller M., 1986, Organic petrology of source rocks, history and state of the art. In: Adv. in Org. Geochem. 1985 (eds. Lythaeuser D. and Rüllkötter J.), part 1, pp. 581—599. Pergamon, Oxford.

Smith P. V., 1954, Studies on origin of petroleum: occurence and hydrocarbons in recent sediment. Bulltin AAPG, vol. 38, no. 3, pp. 377—404.

Thomas B. M., 1982, Land-plant source rocks for oil and their significance in Australian basins. APEA, vol. 22, part 1, pp. 164—178.

Thompson S., Cooper B. S., Morley R. J. and Barnard P. C., 1985 Oil-generating coals. In: Petroleum Geochemistry in Exploration of the Norwegian Shelf, pp. 59—73.

Timofeev P. P. and Bogliubova L. I., 1978, "Black shales" of the East Atlantic and problems of oil and gas formation. In: 25th. Annual Meeting of the International Comittee for Coal Petrology.

Tissot, B. P. and Welt D. H., 1978, Petroleum Formation and Occurrence: A New Approach to Oil and Gas Exploration. Springer-Velag, Berlin.

van Aarssen B. G. K. and de Leevw J. M., 1989, On the identification and occurrence of oligomerised sesquiterpenoid compounds in oils and sediments of southeast Asia. Abstracts no. 63, 14th. Intern. Meeting of Organic Geochemistry.

van Aarssen B. G. K., Cox H. C., Hoogendoorn P. and de Leevw J. W., 1990, A cadinene biopolymer in fossil and extant dammar resins as a source for cadinanes and bicadinanes in crude oils from South East Asia. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 54, pp. 3021—3031.

van der Dick H. and Kalkreuth W., 1986, Synchronous excitation and three dimensional fluorescence spectroscopy applied to organic geochemistry. Org. Geochem., vol. 10, pp. 633—639.

Verheyen T. V., Johns R. B. and Espitalie, J. 1984, An evolution of Rock eval pyrolysis for the study of Australian coals including their kerogen and humic acid fractions. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 48, pp. 63—70.

Wang T.-G. and Simoneit B. R. T., 1990, Organic geochemistry and coal petrology of Tertiary brown coal in the Zhoujing mine, Baise Basin, South China: 2. Biomarker assemblage and significance. Fuel, vol. 69, no. 1, pp. 12—20.

Wang T.-G. and Simoneit B. R. T., 1991, Organic geochemistry and coal petrology of Tertiary brown coal in the Zhoujing mine, Baise Basin, South China: 3. Characteristics of polycyclic aromatic hydrocarbons. Fuel, vol. 70, no. 7, pp. 819—829.

Wang T.-G., Simoneit B. R. T., Philp R. P. and Yu C.-P., 1990, Extended 8β(H)-drimane and 8,14-secohopane series in a Chinese boghead coal, Enegy and Fuels, vol. 4, no. 2, pp. 177—183.

Welte D. M., Waples D., 1973, Uber die bevorzugung geradzahliger n-alkane in sediment-gesteimen. Naturwissenschaften, vol. 60, pp. 516—517.

Young D. K. and Yen T. F., 1977, The nature of straight-chain aliphatic structure in green river kerogen. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 41, pp. 1411—1417.

Zhao S.-Q, Zhong N.-N. Xiong B., Simoneit B. R. T. and Wang T.-G., 1990, Organic geochemistry and coal petrology of Tertiary brown coal in the Zhoujing mine, Baise Basin, South China: 1. Occurrence and significance of exsudatinite. Fuel, vol. 69, no. 1, pp. 4—11.

Сокопов В. А., 1972, НДР: Химический состов нефтей и природных, Газап В связус их Происхождением, М., стр. 1—276.

# 图版说明

## 图版 I

1. 荧光镜质体(v)、丝质体碎屑(i)和充填于无结构镜质体裂隙的渗出沥青体(e)。江苏徐州上石炭统，腐殖煤，荧光，干物镜，×700。
2. 惰屑体和镜屑体，酒东盆地下白垩统，白云质泥岩，全岩样，反射光，油浸物镜，×700。
3. 渗出沥青体(e)充填于无结构腐殖体(h)内生裂隙和真菌菌核(s)的空腔。广西合浦盆地第三系，褐煤，荧光，干物镜，×400。
4. 藻类体 A(丛粒藻)。酒东盆地下白垩统，白云质泥岩，全岩样，荧光，油浸物镜，×700。
5. 同4。反射光，油浸物镜，×700。
6. 真菌菌孢(单胞孢)、壳屑体和无结构腐殖体，菌孢的空腔被渗出沥青体充填。广西合浦盆地第三系，褐煤，荧光，干物镜，×700。
7. 微体动物化石(介形类)和矿物沥青基质。济阳拗陷第三系，泥岩，全岩样，透射单偏光，×100。
8. 矿物沥青基质、丝质体(i)和渗出沥青体(e)，准噶尔盆地二叠系，油页岩，全岩样，荧光，干物镜，×700。

## 图版 II

1. 树脂体(R)及渗出沥青体(E)。广西百色盆地第三系，褐煤，荧光，干物镜，×550。
2. 角质体、矿物沥青基质，吐鲁番盆地三叠系，泥岩，全岩样，荧光，干物镜，×700。
3. 藻类体 A、沥青质体(b)、孢子体，贵州水城二叠系，藻烛煤，透射光，×550。
4. 同3。荧光，干物镜，×550。
5. 矿物沥青基质中的孢子体。吐鲁番盆地侏罗系，油页岩，全岩样，荧光，油浸物镜，×700。
6. 矿物沥青基质，显示出有机质贫富交替的纹理。济阳拗陷第三系，泥岩，全岩样，透射光，单偏光，×100。
7. 由超微化石颗石藻及其隐含的有机质构成的矿物沥青基质。济阳拗陷第三系，泥岩，全岩样，荧光，×700。
8. 木栓质体。吐鲁番盆地侏罗系，腐殖煤，荧光，干物镜，×700。

## 图版 III

1. 藻类体 B(a)、镜质体(v)、矿物沥青基质(m)。吐鲁番盆地侏罗系，油页岩，全岩样，荧光，油浸物镜，×700。
2. 同1。藻类体 B(a)、低反射率镜质体(v)、镜屑体(d)、惰屑体(i)、矿物沥青基质(m)。反射光，油浸物镜，×700。
3. 沿裂缝充填的沥青。济阳拗陷第三系，泥岩，全岩样，透射单偏光，×100。
4. 沿腐殖组裂隙渗出的油珠。广西百色盆地第三系，褐煤，荧光，干物镜，×400。
5. 孢子体、矿物沥青基质。吐鲁番盆地三叠系，泥岩，全岩样，荧光，油浸物镜，×700。
6. 藻类体 B、矿物沥青基质、丝质体碎屑。酒东盆地下白垩统，白云质泥岩，全岩样，反射光，油浸物镜，×550。
7. 同6。荧光，油浸物镜，×550。
8. 荧光镜质体(v)、丝质体(f)。江苏徐州上石炭统，腐殖煤，荧光，干物镜，×400。

## 图版 IV

1. 藻类体 B(A，层状藻类体)、丝质体(F)、渗出沥青体(E)。山西浑源上石炭统，腐泥煤，荧光，干物镜，×700。
2. 无结构镜质体(v)、矿物沥青基质(m)。吐鲁番盆地侏罗系，油页岩，全岩样，反射光，油浸物镜，×550。
3. 同2，s——孢子体。荧光，油浸物镜，×550。
4. 矿物沥青基质，显示出富颗石的微层。济阳拗陷第三系，泥岩，全岩样，荧光，油浸物镜，×550。
5. 同4。反射光，油浸物镜，×550。
6. 木栓质体(“树皮体”)。浙江长兴二叠系，腐殖煤，荧光，干物镜，×700。

7. 角质体。广西百色盆地第三系，褐煤，荧光，干物镜，×700。

8. 藻类体 B。塔里木盆地寒武系，灰岩，全岩样，荧光，干物镜，×700。

9. 同8。透射单偏光，× 700。

## 图版 V

1. 带角质体(c)镶边的腐殖组分(h)，每一对角质体代表高等植物的一个叶片或嫩枝。树脂体(r，第 I 类树脂体)，其生物先质可能是叶片组织内的油脂物质，树脂体边缘的刺突为渗出沥青体(e)。广西百色盆地第三系，褐煤，荧光，干物镜，×700。

2. 角质体(c)。酒东盆地下白垩统，白云质泥岩，全岩样，荧光，干物镜，×440。

3. 藻类体 A。准噶尔盆地侏罗系，泥岩，全岩样，荧光，干物镜，×700。

4. 木栓质体。吐鲁番盆地侏罗系，腐殖煤，荧光，油浸物镜，×700。

5. 孢子体，惰屑体。吐鲁番盆地三叠系，泥岩，全岩样，荧光，油浸物镜，×700。

6. 同5。反射光，油浸物镜，×700。

7. 孢子体和矿物沥青基质。吐鲁番盆地三叠系，泥岩，全岩样，荧光，干物镜，×700。

## 图版 Ⅵ

1. 树脂体(第 I 类树脂体)及渗出沥青体。广西百色盆地第三系，褐煤，荧光，干物镜，×700。

2. 藻类体 A(丛粒藻)。河北卢龙侏罗系，油页岩，全岩样，荧光，油浸物镜，×700。

3. 无结构镜质体条带。吐鲁番盆地三叠系，泥岩，全岩样，反射光，油浸物镜，×700。

4. 叶角质体(C)，成对的角质镶边内仍可见残余的腐殖体(无荧光性)。吐鲁番盆地三叠系，泥岩，全岩样，荧光，油浸物镜，×700。

5. 沥青质体。准噶尔盆地二叠系，油页岩，全岩样，荧光，干物镜，×700。

6. 角质体。澳大利亚吉普斯兰上白垩统—第三系，泥岩，全岩样，荧光，干物镜，×700。

7. 矿物沥青基质、结构镜质体(无荧光性)。准噶尔盆地侏罗系，泥岩，全岩样，荧光，干物镜，×440。

8. 孢子体、壳屑体。吐鲁番盆地三叠系，泥岩，全岩样，荧光，油浸物镜，×700。

## 图版 Ⅶ

1，2. 孢子体。黄骅拗陷第三系，泥岩，干酪根，透射单偏光。

3. 藻类体 A、无定形腐泥体及惰屑体、镜屑体等腐殖碎屑。酒东盆地下白垩统，白云质泥岩，干酪根，透射单偏光，×440。

4. 结构镜质体，生物先质为高等植物木质部管胞，具单列纹孔。黄骅拗陷第三系，泥岩，干酪根，透射单偏光。

5，6. 无定形腐泥体、藻类体 A。黄骅拗陷第三系，泥岩，干酪根，透射单偏光。

7. 沿无结构腐殖体裂缝渗出的油珠。广西百色盆地第三系，褐煤，荧光，干物镜，×700。

8. 渗出沥青体，已经运移出母体，贯入垂直层理的较大裂隙中。广西百色盆地第三系，褐煤，荧光，干物镜，×700。

9. 树脂体(R，第 I 类树脂体)及其产生的渗出沥青体(E)，腐殖组分(H)无荧光。广西百色盆地第三系，褐煤，荧光，干物镜，×700。

10. 角质体，可见植物表皮气孔组织的痕迹。松辽盆地第三系，泥岩，干酪根，透射光。

11. 荧光质体、角质体。广西百色盆地第三系，褐煤，荧光，干物镜，×700。

## 图版 Ⅷ

1. 在以无定形腐泥体为主的 I 型有机质中混合的腐殖物质(角质体及镜屑体)。酒东盆地下白垩统，白云质泥岩，干酪根，透射光，×440。

2. I 型有机质中的无定形腐泥体、藻类体及高等植物碎屑(镜屑体、惰屑体)。酒东盆地下白垩统，白云质泥岩，干酪根，透射光，×440。

3. Ⅱ型有机质。酒东盆地下白垩统，泥岩，干酪根，透射光，×300。

4. 无定形腐泥体及其中混杂的镜屑体。酒东盆地下白垩统，泥岩，干酪根，透射光，×440。

5. 腐殖—腐泥混合的过渡型有机物质。酒东盆地下—中侏罗统，泥岩，干酪根，透射光，×440。

6. 同4。酒东盆地下白垩统，泥岩，干酪根，透射光，×440。

7. 无定形腐泥体和镜屑体为主构成的Ⅱ型有机质。酒西盆地下白垩统，泥岩，干酪根，透射光，×300。

8. 同5。酒东盆地下白垩统，泥岩，干酪根，透射光，×300。

9. 以各种腐殖碎屑为主构成的Ⅲ型有机质。酒东盆地下白垩统，泥岩，干酪根，透射光，×440。

## 图版 Ⅸ

1. 无结构镜质体(v)、半丝质体(sf)、丝质体(f)。反射光，油浸物镜，×440。

2. 各向异性孢子体，孢子外壁外层显示反射多色性。东濮凹陷二叠系，腐殖煤，反射单偏光，油浸物镜，×500。

3. 同2。显示强烈各向异性。反射正交偏光，油浸物镜，×500。

4. 粗粒体(ma)、无结构镜质体(v)、孢子体(s)、半丝质体(sf)。河北唐山上石炭统，腐殖煤，反射光，油浸物镜，×700。

5. 菌类体，a 为三胞的菌孢子，b 为菌核。广西合浦盆地第三系，褐煤，反射光，油浸物镜，×700。

6. 丝质体、惰屑体、无结构腐殖体。内蒙古海拉尔盆地侏罗—白垩系，腐殖煤，反射光，油浸物镜，×440。

7. 同图版Ⅰ-1，p 为莓状黄铁矿。反射光，干物镜，×700。

8. 丝质体。山东黄县盆地第三系，腐殖煤，反射光，干物镜，×350。

9. 同图版Ⅰ-6，菌孢子及其中充填的渗出沥青体。反射光，油浸物镜，×440。

10. 粗粒体(ma)、无结构镜质体。山东兖州上石炭统，腐殖煤，反射光，油浸物镜，×700。

## 图版 Ⅹ

1. 同图版Ⅰ-3，菌类体、无结构腐殖体和渗出沥青体。反射光，干物镜，×400。

2. 同图版Ⅵ-4。反射光，油浸物镜，×700。

3. 同图版Ⅳ-1。反射光，干物镜，×700。

4. 同图版Ⅱ-8。反射光，油浸物镜，×700。

5. 藻类体 B(A，层状藻类体)、无结构镜质体(v)、渗出沥青体(E)。山西浑源上石炭统，腐泥煤，反射光，干物镜，×700。

6. 团块镜质体(ph)，其生物先质可能为高等植物皮层的鞣质物质。吐鲁番盆地侏罗系，腐殖煤，反射光，干物镜，×700。

7. 无结构镜质体、半丝质体。吐鲁番盆地侏罗系，腐殖煤，反射光，油浸物镜，×400。

8. 富氢镜质体(低反射率)和“正常”镜质体。河北唐山上石炭统，腐殖煤，反射光，油浸物镜，×700。

## 图版 Ⅺ

1. 微粒体。江苏徐州二叠系，腐殖煤，反射光，油浸物镜，×700。

2. 结构镜质体，腔内充填渗出沥青体。吐鲁番盆地侏罗系，腐殖煤，反射光，油浸物镜，×700。

3. 分泌菌类体。贵州水城二叠系，反射光，油浸物镜，×700。

4. 无结构镜质体在较高温度下氧化产生的氧化裂缝。吐鲁番盆地侏罗系，腐殖煤，反射光，油浸物镜，×700。

5. 各向异性角质体。河南焦作二叠系，腐殖煤，反射正交偏光，油浸物镜，×700。

6. 无结构镜质体、孢子体、木栓质体(“树皮体”)碎片和惰屑体。贵州水城二叠系，腐殖煤，反射光，油浸物镜。

7. 与孢子体伴生的微粒体。江苏徐州二叠系，腐殖煤，反射光，油浸物镜，×700。

8. 无结构镜质体、丝质体。吐鲁番盆地侏罗系，腐殖煤，反射光，油浸物镜，×440。

9. 无结构镜质体中的气孔，气孔周围为热变质成因的各向异性微粒体(细粒镶嵌结构体)。东濮凹陷二叠系，腐殖煤，反射光，油浸物镜，×700。

## 图版 Ⅻ

1. 角质体(c)、丝质体(i)和无结构镜质体。吐鲁番盆地侏罗系，腐殖煤，反射光，油浸物镜，×440。

2. 木栓质体。广西南宁盆地第三系，褐煤，反射光，油浸物镜，×440。

3. 微粒体充填于结构镜质体的胞腔。贵州水城二叠系，反射光，油浸物镜，×440。

4. 各向异性孢子体。河南密县二叠系，腐殖煤，反射光，油浸物镜，×700。

5. 菌孢(四胞孢)。内蒙古海拉尔盆地侏罗—白垩系，腐殖煤，反射光，油浸物镜，×700。

6. 丝质体，为裸子植物木质部管胞，具梯-孔纹加厚。贵州水城二叠系，腐殖煤，干酪根，透射光，×200。

7. 丝质体。吐鲁番盆地侏罗系，腐殖煤，反射光，干物镜，×440。

8. 木栓质体（“树皮体”）。贵州水城二叠系，腐殖煤，反射光，油浸物镜，×500。

9. 无结构镜质体条带、惰屑体。准噶尔盆地侏罗系，泥岩，全岩样，反射光，油浸物镜，×440。